STATISTISCH-CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN SERPENTINITEN DER OSTALPEN UND OST-ELBAS ZUR KLÄRUNG IHRER GENESE UND IHRES STOFFHAUSHALTES

Bernd Lammerer

1972

STATISTISCH - CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN SERPENTINITEN DER OSTALPEN UND OST - ELBAS ZUR KLÄRUNG IHRER GENESE UND IHRES STOFFHAUSHALTES

INAUGURAL - DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

DER

HOHEN GEOWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER

LUDWIG - MAXIMILIANS - UNIVERSITÄT

MÜNCHEN

VORGELEGT VON

BERND LAMMERER

MÜNCHEN 1972

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

1. Berichterstatter: Prof. Dr. D.D. Klemm

2. Berichterstatter: Prof. Dr. A. Maucher

Tag der mündlichen Prüfung: 11. Juli 1972

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand auf Initiative meines hoch verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. D. D. Klemm, der es mir ermöglichte, auf meine Diplomarbeit aufbauend, an dem Problem der Geochemie und der Genese von alpinotypen Serpentiniten weiter zu arbeiten. Ihm gilt mein herzlicher Dank. Herr Prof. Klemm war mir weit über den Fachbereich hinausgehend Vorbild und Lehrer. In gemeinsamen Geländebegehungen oder Gesprächen im Labor vermittelte er mir eine Fülle von wertvollen Anregungen; er ließ mir darüberhinaus jede mögliche Unterstützung zuteil werden.

Herrn Prof. Dr. A. Maucher danke ich besonders für die Gewährung von Raum und Arbeitsmöglichkeit am Institut für allg. u. angew. Geologie und Mineralogie der Universität München, sowie für die Erlaubnis zur uneingeschränkten Nutzung der Institutseinrichtungen.

Für viele Anregungen, Kritik und Diskussionen danke ich Herrn Prof. G. Angenheister (München), Prof. W.F. Fyfe (Manchester), Prof. E.D. Jackson (Princeton, N. J.), Prof. F. Rost (Saarbrücken), Prof. K. Schmidt (Münster) und Prof. B. Van Diver (Potsdam, N. Y.).

Für vielfältige Unterstützung und Hilfe danke ich den Kollegen und Mitarbeitern des Münchner Institutes.

Nicht zuletzt schulde ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft Dank dafür, daß sie durch großzügige finanzielle Unterstützung diese Arbeit ermöglichte.

Inhalt

		Seite
	Zusammenfassung	1
1.	Einführung	3
2.	Arbeitsmethoden	4
2.1.	Probenahme	4
2.2.	Probenvorbereitung und Analyse	5
3.	Ergebnisse	9
3.1.	Der Ochsner - Rotkopf - Serpentinit	9
3.1.1.	Geologie	9
3.1.2.	Geochemie	14
3.2.	Die Serpentinite des Reckners und des Ahrntales	25
3.2.1.	Geologie	25
3.2.2.	Geochemie	28
3.3.	Die Ophiolitserie von Ostelba	34
3.3.1.	Geologie	34
3.3.2.	Geochemie	36
4.	Die Genese- und Platznahmemechanismen von Ultramafititen	45
4.1.	Die Problematik	45
4.2.	Die grundsätzlichen Möglichkeiten der Bildung und Platznahme	47
4.3.	Diskussion der Genesemöglichkeiten	48
4.4.	Diskussion der Platznahmemechanismen	53
4.5.	Genese der untersuchten Serpentinite	57
4.5.1.	Ochsner - Rotkopf - Serpentinit	57
4.5.2.	Ahrntaler Serpentinit	59
4.5.3.	Reckner Serpentinit	61
4.5.4.	Elbaner Ophiolitserie	63
Literaturverzeichnis		69
Tabellenanhang		72

Zusammenfassung

Im ersten Teil der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse einer statistisch - geochemischen Untersuchung einzelner Serpentinitkörper der westlichen Tauern-Schieferhülle und Ostelbas mitgeteilt. Basierend auf ca. 200 Vollanalysen an Gesteinsgläsern mit Hilfe der Elektronenmikrosonde konnten Aussagen über den Grad der Differentiation und über spätere Stoffverschiebungen gemacht werden.

Der Ochsner - Rotkopf Serpentinit in den Zillertaler Alpen zeigt eine Gliederung in einzelne, etwa 50 - 100 m mächtige Lagen, innerhalb derer die Elementverteilung auf Differentiationsvorgänge hinweist. Eine spätere metasomatische Zufuhr von CaO (bis max. 20 Gew.-%) und SiO_2 (bis 4 %) mit Verdrängung von MgO (bis 20 %) erfaßte vorwiegend die höheren Teile der Lagen.

In den undifferenzierten Serpentiniten des Ahrntales (Südtirol) und des Reckners (Tirol) leitet eine metasomatische Zufuhr von CaO (+ CO_2) bei Abwanderung aller übrigen Elemente zu Ophikalziten über.

Eine enge geochemische Beziehung zwischen basaltischer Pillowlava, Gabbro und unterlagerndem Serpentinit in der Ophiolitserie von Ostelba weist darauf hin, daß die Gesteinsfolge durch fraktionierte Kristallisationsdifferentiation in situ nach erfolgter Platznahme gebildet worden ist.

Nach allgemeinen Überlegungen zur Genese und Platznahme von Ultramafititen wurden im zweiten Teil die Bildungsbedingungen der untersuchten Serpentinite diskutiert. Für sämtliche Körper wird eine mit magmatischen Prozessen verbundene Entstehung und Platznahme gefordert. Als wichtiger Bildungsmechanismus für Ultramafitite der Kruste wird eine kumulative

Anreicherung von Olivin und Pyroxen an der Basis von mächtigen submarinen Extrusionen angesehen, wie er in Ostelba nachgewiesen werden konnte.

Abstract

A geochemical - statistical analysis has been made on four serpentinite bodies: 1) the Ochsner in the Zillertal Alps of Austria, 2) the Reckner of the Tarntaler Mountains of Austria, 3) the Ahrntal in northern Italy and 4) the east Elba serpentinite, Italy. Whole rock glass analyses were made on a total of 200 samples on the Cambridge geoscan microprobe.

This study indicates that the Ochsner serpentinite has formed by repeated ultramafic extrusions, which have been fractionally differentiated into six different layers. There has been later metasomatic introduction in the upper 15 - 20 meters of each layer of CaO (20 % max.), SiO_2 (4 % max.) and concomminant depletion of MgO (20 % max.).

The Ahrntal serpentinite appears to have formed either as a sill or a tabular extrusion, and the Reckner body, as a sill intrusion of a crystal mush with very little liquid content. In both bodies large scale metasomatic (and tectonic ?) introduction of CaO, with replacement of all other elements, led to marginal production of ophicalcites.

The east Elba serpentinite is part of an ophiolitic complex extruded on the ocean floor which has differentiated by crystal settling. Settling of olivine and pyroxene formed a basal peridotite about 150 meters thick. This is overlain by 40 m of gabbro with subordinate anorthosite formed by settling of calcic plagioclase and diallage. The sequence is capped by 450 m of spilitized pillow basalt.

1. Einführung

Bisherige geochemische Untersuchungen an Ultramafititen* beschränkten sich meist darauf, repräsentative Analysen von Gesteinskörpern gleichen Typs, aber von verschiedensten Lokalitäten zu vergleichen. Mit dieser Methode erhält man Aussagen über generelle Elementtrends in dem gewählten Gesteinstyp.

Durch das hier angewendete, von KLEMM (1968) vorgeschlagene Verfahren, v i e l e Analysen aus e i n e m Gesteinskörper zu gewinnen, erhält man dagegen Aussagen über die Variationsbreite der einzelnen Elemente, über den Grad der Differentiation und über spätere Stoffverschiebungen in dem Einzelkörper.

Daß für eine derartige Untersuchung ultramafische Gesteine gewählt wurden, hat verschiedene Gründe:

1. Durch die weitgehende Serpentinisierung ist sowohl der primäre Mineralbestand als auch das Gefüge zerstört und somit eine sinnvolle petrographische Untersuchung sehr eingeschränkt oder nicht möglich (sofern man nicht gerade Wert auf Serpentinminerale legt).

2. Der Chemismus ist besonders einfach und überschaubar.

3. Die Genese und Platznahme dieser Gesteine ist bis heute umstritten und es ist möglich, z. B. aus dem Differentiationsverhalten auf deren Herkunft zu schließen.

*Ultramafitit: Gestein mit mehr als 70% mafischer Minerale, i. Ggs. zu Ultrabasit: Gestein mit weniger als 45% SiO_2 (WILLIAMS et al., 1954). Beide Ausdrücke werden häufig nebeneinander gebraucht, da sich die Definitionsbereiche weitgehend überschneiden.

4. Serpentinite sind im Gegensatz etwa zu Basalten oder Graniten chemisch noch relativ wenig untersucht, so daß diese Arbeit auch als Beitrag zur Geochemie der Serpentinite zu werten ist.

Die erwähnte Methode erfordert einen hohen Analysenaufwand (hier etwa 200 Vollanalysen) und große Probenmengen*. Darin ist der Grund zu suchen, daß sie bislang keine verbreitete Verwendung fand.

Mit den in der Geochemie in zunehmendem Maße verwendeten physikalischen Analysenmethoden stehen uns aber heute Möglichkeiten zur Verfügung, eine größere Zahl von Analysen mit hinreichender Genauigkeit zu erhalten, wobei unter hinreichender Genauigkeit ein relativer Fehler von 1 - 2 % bei Hauptelementen verstanden wird.

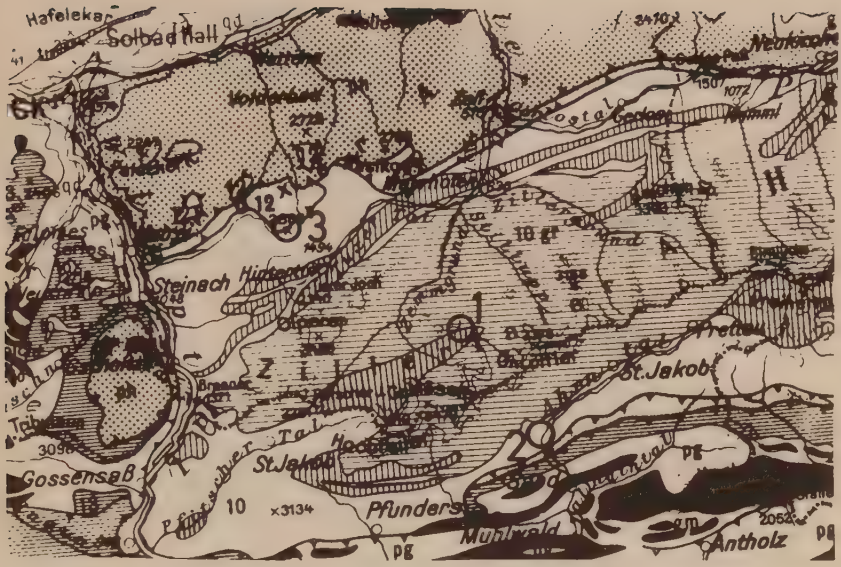
2. Arbeitsmethoden

2.1. Probenahme

Es wurden entlang von Profillinien quer zum Streichen des zu untersuchenden Serpentinitkörpers in regelmäßigen Abständen etwa 2 bis 5 kg möglichst frischen Gesteins entnommen. Die Probenabstände betrugen:

Lokalität	Profil	Probenabstand	Gesamtlänge ca.
Ochsner/Zillertal	"A"	16 m	600 m
	"O"	4 m	120 m
Ahrntal/Südtirol	"J"	5 m	150 m
Reckner/Tarntal	"R"	10 m	200 m
Ostelba EA 1-30	"EA"	15 m	
EA 31-80	"EA"	5 m	700 m

*Z. B. sind allein aus dem Ochsner - Rotkopf Gebiet mehr als 250 kg Gestein aus knapp 3000 m Höhe im Rucksack zu Tale gebracht worden.



Übersichtskarte des Tauern - Westendes mit Lage der untersuchten Serpentinite. 1 = Ochsner - Rotkopf Serpentinit im Oberen Zemmgrund (Zillertaler Alpen), 2 = Serp. des Ahrntales (Südtirol), 3 = Reckner Serp. (Tarntaler Berge im oberen Lizumtal). Kartengrundlage: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich 1 : 1.000 000 von P. BECK - MANNAGETTA (1964).

2.2. Probenvorbereitung und Analysenmethoden

Nach Vorzerkleinerung der Gesteinsprobe im Backenbrecher wurden 50 g Material in einer Widia - Scheibenmühle feingemahlen. Zunächst erfolgte die Bestimmung von H_2O^- nach 40 minütigem Erhitzen auf 110°C und die Bestimmung des Glühverlustes nach 45 minütigem Glühen bei 900°C.

Ein Fehler entsteht bei dieser einfachen Art der Glühverlustbestimmung durch Oxidation des Fe^{2+} nach Fe^{3+}. Dieser Fehler konnte leider nicht berücksichtigt werden, da mit den zur Verfügung stehenden Bestimmungsmethoden nur Fe - gesamt

gemessen werden konnte. Der Fehler ist nicht sehr groß, er verringert z. B. bei 5 % FeO - Gehalt den Glühverlust um 0.5 %, was für die verfolgten Fragestellungen unerheblich ist.

Für die Untersuchung mit der Elektronenstrahl - Mikrosonde wurde das gepulverte und geglühte Gesteinsmaterial mit 47.8 % Lithiumtetraborat und 37.2 % Lithiumkarbonat im Achatmörser vermischt und im Platintiegel (Pt_{95}, Au_5) im elektrischen Ofen langsam auf 800°C erhitzt und anschließend 20 min bei 1 000°C geschmolzen.

Es sind verschiedene Mischungsverhältnisse erprobt worden, wobei es sich gezeigt hat, daß bei zu geringer Verdünnung des Gesteines durch das Flußmittel die Schmelztemperatur nicht genügend erniedrigt wird und die Schmelze bei 1 000°C noch zu viskos ist, um eine homogene Verteilung der Elemente zu gewährleisten. Bei höherer Temperatur beginnt das Flußmittel aber bereits abzudampfen. Das schließlich verwendete, erstmals von REED (1970) vorgeschlagene Mischungsverhältnis von 15 % Gesteinspulver und 85 % Flußmittel zeichnet sich durch sehr gute Homogenität der Gläser aus. Die Peakintensität ist hierbei genügend, der Untergrund gleichmäßig niedrig.

Nach Abschrecken der Schmelze wurde ein Teil des Glasregulus in Kunstharz eingebettet, angeschliffen und poliert. Ein Kunstharz - Probenträger faßt etwa 8 bis 10 Proben. Auf gleiche Weise wurden die folgenden Referenzpräparate vorbereitet:

Natürliche Referenzproben:

PCC - 1 (Peridotit)	BM (Basalt)
DTS - 1 (Dunit)	BN (Basalt)
UB - N (Serpentinit)	AGV - 1 (Andesit)
Olivinfels von Sunmøre	

Synthetische Standards:

VS - N (Verre synthêtique)
eigene synthetische Standards folgender Zusammensetzung:

	S 1	S 2	S 3
SiO_2	50.0	32.5	20.0
Al_2O_3	5.0	2.5	20.0
Fe_2O_3	5.0	5.0	5.0
MgO	20.0	30.0	15.0
CaO	20.0	30.0	40.0
	100.0	100.0	100.0

Die Bestimmung der Elementkonzentration der Proben des Ochsner-Rotkopfes erfolgte mit Hilfe von Eichkurven oder auf rechnerischem Wege. Da bei dieser Probenverdünnung und bei den verwendeten nahen Standards sämtliche Matrixeffekte praktisch entfallen, steigen die Peakintensitäten annähernd linear mit der Elementkonzentration und können rechnerisch leicht ermittelt werden.

Für die Berechnung und Auswertung der übrigen Analysen stand seit Herbst 1971 ein Rechenprogramm von RUCKLIDGE (1967) zur Verfügung, das von Herrn Dipl. Phys. H. Hertkorn zur Verwendung für die Großrechenanlage TR 440 des Leibniz - Rechenzentrums der Technischen Universität München umgeschrieben und erweitert wurde. Daneben erarbeitete er auf gleiche Weise Programme zur Ermittlung der CIPW - Norm, der NIGGLI - Parameter (nach JUNG und SCHULZ, 1965) sowie zum Zeichnen von Korrelations- bzw. Variationsdiagrammen, die ebenfalls verwendet wurden.

Für die Mikrosondenanalysen wurden die Proben mit reinem Beryllium bedampft.

Beryllium hat neben seiner guten Leitfähigkeit den großen Vorteil, daß es wegen seiner geringen Masse die Analysenbedingungen praktisch nicht beeinflußt. Dies ist insofern wichtig, da bei der zur Verfügung stehenden Kleinbedampfungsanlage die Schichtdicke weder meßbar noch exakt regulierbar ist. Ein sehr großer Nachteil des Berylliums ist aber seine Giftigkeit, die zwar für reines Beryllium umstritten ist,

doch treten auch untergeordnet Be - Oxide und andere Verbindungen auf, die erhebliche Spätschäden hervorrufen können. Versuche mit anderen Bedampfungsmaterialen verliefen jedoch wesentlich ungünstiger.

Für die Analyse stand eine Elektronenmikrosonde der Firma CAMBRIDGE vom Typ GEOSCAN mit einem Abnahmewinkel von 75° zur Verfügung. Der Durchmesser des Elektronenstrahles wurde auf etwa 40 µm vergrößert, um eine bessere Statistik zu erhalten. Analysatorkristalle waren LiF, KAP und PET.

Die Hauptelemente Si und Mg wurden mit je etwa 20 - 30 verschiedenen Punkten auf der Probe gemessen, für die übrigen Elemente genügten 10 - 20 Messungen. Die Meßdauer betrug in der Regel 20 sec, bei geringerer Intensität auch 40 - 100 sec. In neuerer Zeit konnte dagegen mit der scanning - Methode gemessen werden, d. h. die Probe wurde langsam unter dem Elektronenstrahl bewegt, wodurch von diesem eine größere Fläche erfaßt wird und die Zahl der Messungen im allgemeinen auf 5 - 10 verringert werden konnte.

Alle hier vorgelegten Analysenergebnisse beziehen sich auf wasserfreies Gestein. Das ist sinnvoll, da die ursprünglichen Ultramafitite als weitgehend wasserfrei angenommen werden können. Die ebenfalls aufgeführten Gehalte an leichtflüchtigen Verbindungen wurden von dem Gestein überwiegend erst bei der sekundären Serpentinisierung aufgenommen und sind für die hier angestellten Betrachtungen nur von untergeordneter Bedeutung.

Weitere Einzelheiten über Meßmethoden und Probenvorbereitung sind zu finden bei KLEMM, LAMMERER und WEBER-DIEFENBACH (1971).

Die Analysenergebnisse sind am Ende der Arbeit tabellarisch wiedergegeben.

3. Ergebnisse

3.1. Der Serpentinit des Ochsner - Rotkopfes

3.1.1. Zur Geologie

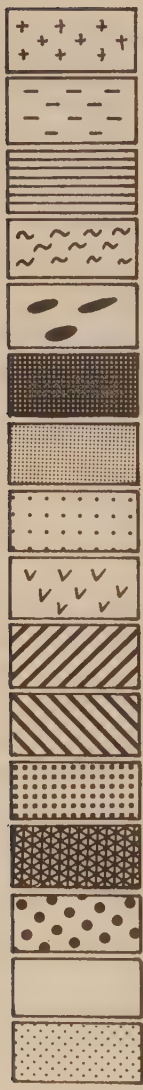
Der Ochsner - Rotkopf - Serpentinit im oberen Zemmgrund (Zillertaler Alpen) ist ein Glied der unteren Schieferhülle der hohen Tauern. Seine Mächtigkeit beträgt max. ca. 500 m, die Längserstreckung bis etwa 1100 m. Er liegt neben anderen, weniger bedeutenden Serpentinitvorkommen in der sog. "Greiner Schieferserie", einer Gesteinsfolge von Zweiglimmergneisen und -schiefern, Orthoamphiboliten, Hornblendegarbenschiefern, gebänderten, graphitführenden Gneisen und feingeschichteten Quarziten.

Eine 20 bis 30 m mächtige quarzitische Lage tritt in streichender Verlängerung der nördlichen Serpentinitbasis auf. Sie ist insofern bemerkenswert, weil sie gegen die übrigen Gesteinseinheiten zwei Besonderheiten aufweist:

1. Während die angrenzenden Serien eine plattige Schieferung ("Brettschiefer") aufweisen, ist sie feingefältelt und zwar in einem sehr unregelmäßigen Faltentyp (Abb. 1) mit stark streuenden b - Achsen. Es handelt sich hier sehr wahrscheinlich um - tektonisch überprägte - submarine Ruschfalten.

2. In derselben Serie treten weiterhin zahlreiche ultramafische Einschaltungen in Form von Knödeln, Linsen oder Lagen auf, die aus Magnesiumchlorit, Talk, Aktinolith und Serpentin bestehen. Die Größe dieser Einlagerungen ist sehr wechselnd und reicht vom cm- bis in den 10er Meterbereich. Daneben findet sich in ihr reichlich Chromglimmer (Fuchsit).

Legende zur Kartenskizze des Ochsner - Rotkopf Serpentinits



Tuxer Zentralgneis

vergneiste Randfazies des Tuxer Zentralgneis

Zweiglimmerschiefer, dünnplattig absondernd "Brettschiefer"

Quarzit, feinlagig, kleingefältelt

Ultrabasische Einschaltungen im Quarzit

Serpentinit des Ochsners und Rotkopfes

Zweiglimmergneis, quarzreich, hell

Muskowitgneis, gelegentlich graphitführend

Hornblendegarbenschiefer

Biotit - Graphitgneis

Graphitgneis

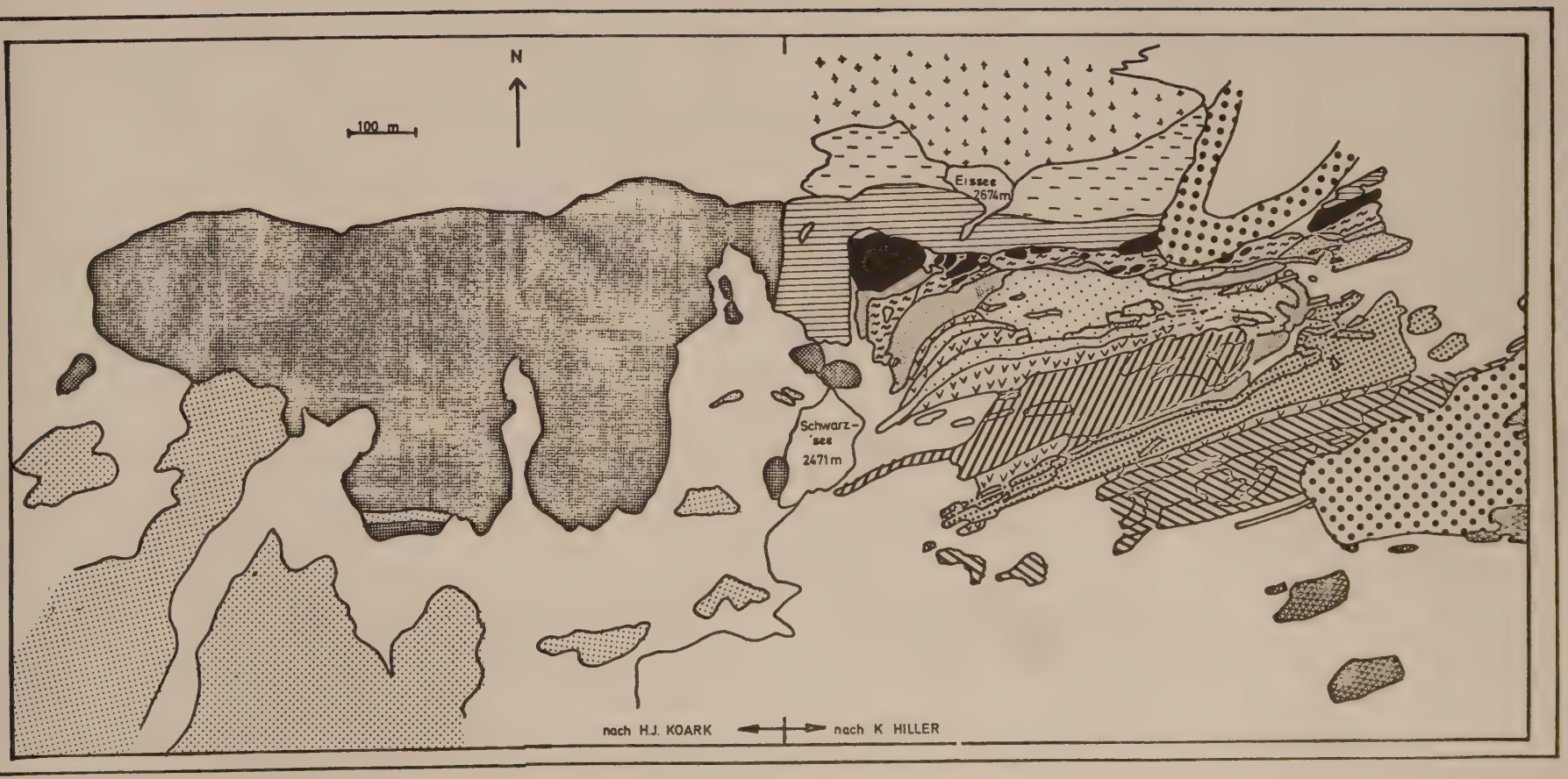
Zweiglimmergneis mit tektonisch gerundeten Porphyroblasten "Knollengneis"

Amphibolit

Lokalmoräne

Hangschutt

Greinerschieferserie, undifferenziert



Vereinfachte Kartenskizze des Ochsner - Rotkopf Serpentinites und der östlich angrenzenden Gesteinsserien.
Gezeichnet nach K. Hiller (1972), östlicher Teil, und H.J. Koark (1950), westlicher Teil. (1 : 10 000)

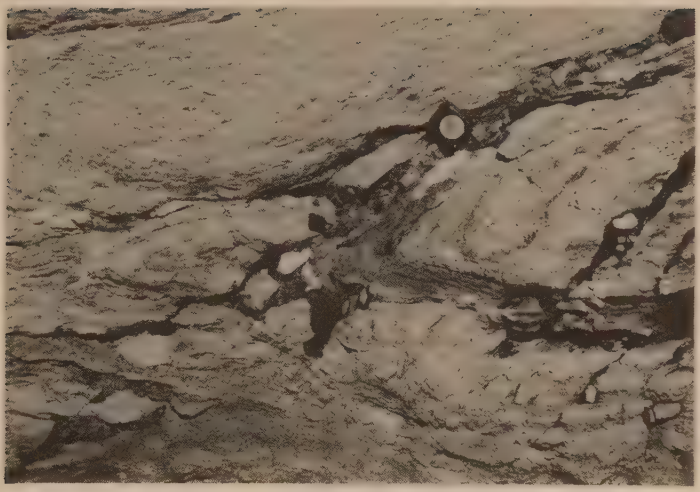
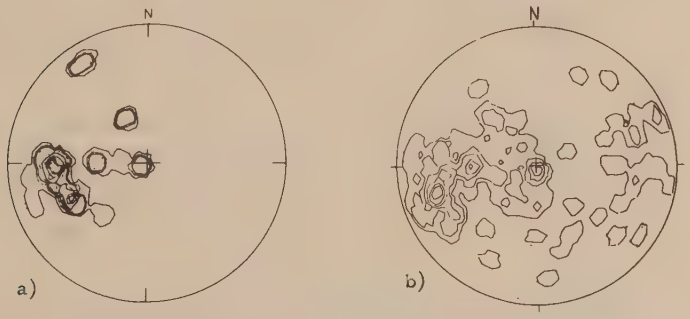


Abb. 1 Tektonisch überprägte, aber prätektonisch angelegte Verformung im Quarzit mit eingeschalteter Aktinolithlage. Die prätektonische Deformation wird auf submarine Rutschungen zurückgeführt. Photo wurde freundlicherweise von K. Hiller zur Verfügung gestellt.



112 b-Achsen, 1-4-8-14-18 % 134 b-Achsen, 1-3-6-9-12-15 %

Abb. 2 b-Achsendiagramme aus der Greiner Schieferserie.
a) aus einem 4 qkm großen Gebiet südlich des Ochsners (nach HAYDN, 1970). Die Achsen tauchen ausschließlich nach Westen ein (bzw. nach NW, doch sind letztere aus wahrscheinlich verstürzten Regionen).
b) Die b-Achsen ausschließlich aus der quarzitischen Lage westlich des Ochsners zeigen ebenfalls ein Eintauchmaximum nach Westen (tektonische Überprägung), die Eintauchrichtungen der prätektonischen Falten sind dagegen sehr breit gestreut (Diagramm b nach HILLER, 1972).

Horizontgebundenheit und eine in den Faltenbau eingefügte Verformung belegen eine gleichzeitige Entstehung dieser Einschaltungen mit den Quarziten. Dies ist ein starker Hinweis darauf, daß die Platznahme des Serpentinites zur Zeit der Ablagerung der feinlagigen Quarzite erfolgte und nicht später durch eine tektonische Einquetschung, die von KOARK (1950) diskutiert wurde, der aber zugleich auf das Fehlen von tektonischen Kontakten hinwies. Weder der massige Serpentinit, noch die Gesteine der Greinerserie zeigen am unmittelbaren Kontakt Anzeichen einer tektonischen Beanspruchung. Südwestlich des Ochsners verzahnen sich Gneise

Abb. 3

s - Flächenrichtungen im Gebiet südlich des Ochsners (nach HAYDN, 1970). Es läßt sich keine auf eine späters tektonische Einquetschung des Serpentinitkörpers (schraffiert) zurückführbare Deformation der Greiner Schieferserie erkennen. Die Diskordanz der s - Flächen südwestlich des Ochsners ist nach HAYDN auf ausstechende Muldenachsen zurückzuführen.

und Serpentinit ungestört. Lediglich an der nordöstlichen Basis des Rotkopfserpentinites treten z. T. beträchtliche Schichtverstellungen auf, die aber zum Hangenden hin verschwinden (Abb. 3 und Karte).

Diese Schichtverstellungen, die z. T. durch die Unterschiede im tektonischen Verhalten zwischen dem massigen Serpentinit und den geschieferten Gesteinen bedingt sind, können aber auch schon teilweise im weichen Sediment angelegt worden sein. Hierfür sprechen z. B. die disharmonische Struktur der Deformation, die submarinen Rutschfalten und die in diesem Bereich ungewöhnlich unruhige Sedimentation (siehe Kartenbild).

LOCKWOOD (1971) wies darauf hin, daß eine große Menge von Serpentiniten durch sedimentäre Prozesse als Olistholithe oder exotische Blöcke, durch Rutschungen oder mit Trübeströmen in ihre heutige Umgebung gelangt sind. Es ist auch beim Ochsner - Serpentinit denkbar, daß er sich in diesem Sinne - wenn auch nicht weiträumig - mit den Sedimenten oder relativ dazu bewegt hat.

Damit können gleichzeitig zahlreiche kleinere Serpentinitvorkommen erklärt werden, die alle im selben Quarzithorizont auftreten. Eine tektonische Separierung über größere Strecken wäre damit nicht mehr nötig.

Die Petrographie des Ochsner - Rotkopf Serpentinites wurde von KOARK (1950) eingehend behandelt. Einziges Serpentinmineral ist Antigorit, wenn man von vereinzeltem Kluftchrysotil absieht. Antigorit bildet hierbei eine rechtwinklige Gittertextur ab; Lizardit fehlt. Reliktisch sind augitische Klinopyroxene vorhanden ("Diallag"), die bereits z. T. beginnende Serpentinisierung zeigen und reichlich Magnetit und Ilmenit entmischt haben. Olivin konnte ich nicht finden, KOARK beschreibt ihn jedoch als sporadisch vorkommend (Fo_{85}).

Neben diesen reliktischen Mineralen finden sich außer Serpentin eine große Zahl von metamorph - metasomatischen Neubildungen wie Diopsid, Chlorit, Talk, Tremolit und Breunnerit. In eingeschalteten Kalksilikatkörpern konnte KOARK mehr als 20 Minerale identifizieren.

Nach dem Nomenklaturvorschlag von ROST (1972) ist die Hauptmasse der Proben als ehemaliger Peridotit anzusprechen. Über die Veränderung des Chemismus in Richtung klinopyroxenreicher Gesteine wird im geochemischen Teil eingegangen (S. 20 ff).

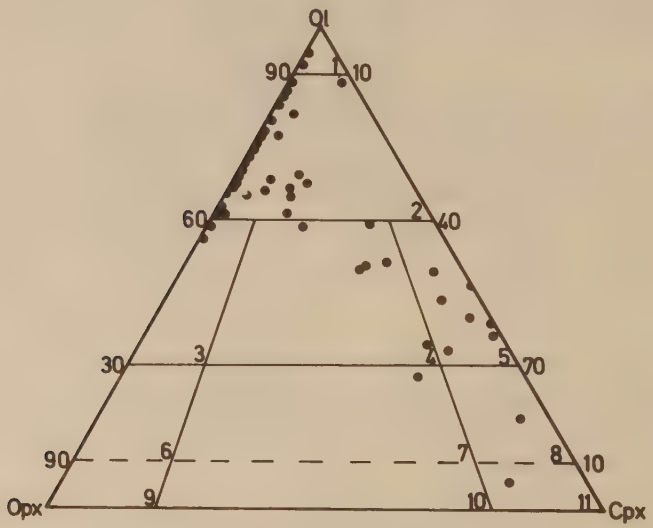


Abb. 4
Nomenklaturdreieck für Ultramafitite nach ROST und STRECKEISEN (1972) auf der Grundlage der CIPW - normativen Zusammensetzung.
1 = Dunit, 2 = Peridotit, 3 = Harzburgit, 4 = Lherzolit, 5 = Wherlit, 6–8 = Pyroxenit, 9 = Bronzitit, 10 = Websterit, 11 = Diallagit.
Die Zusammensetzung des ursprünglichen Peridotites wird durch Zufuhr von Ca und Si und Abwanderung von Mg in Richtung klinopyroxenreicher Gesteine (Lherzolit und Wherlit) verschoben.

3.1.2. Die Geochemie des Ochsner - Rotkopf Serpentinits

Ausgehend von einer bereits früher gezeigten Darstellung (LAMMERER, 1969) der Chrom- und Nickelverteilung im Serpentinit des Ochsner - Rotkopfes (Abb. 5) war der Gedanke aufgekommen, daß dieser Gesteinskörper in sich in einzelne Lagen gegliedert ist, bei denen an der Basis durch gravitative Saigerung Chromit, Picotit, Olivin u. dgl. angereichert wurden.

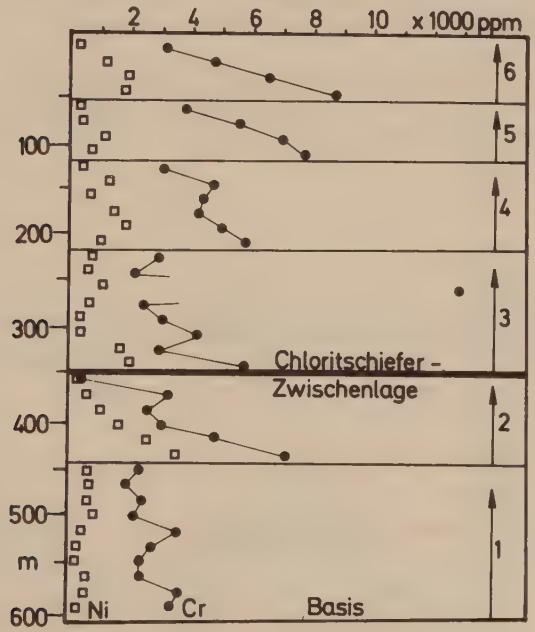


Abb. 5 Nickel- und Chromverteilung im Profil "A" des Ochsner - Rotkopf Serpentinites. Anhand der Verteilung des Chroms, z. T. auch des Nickels läßt sich eine - zunächst rein hypothetische - Gliederung des Serpentinitkörpers vornehmen. Es werden sechs Lagen unterschieden, bei denen nach unten der Chrom-, teilweise auch der Nickelgehalt zunimmt. Die Lagen haben eine Mächtigkeit zw. 50 und 100 Metern. Zwischen den Lagen 2 und 3 existiert eine Chloritschiefereinschaltung; der geochemische Lagenbau weist also durchaus Beziehungen zu makroskopischen Erscheinungen auf.

Es sollte dies durch eine nähere Untersuchung zweier solcher Lagen in einem anderen, mit 4 m Probenabstand enger gesteckten Profil ("0") erhärtet werden, wobei Probe 0 1 - 13 etwa die Lage 6, und Probe 0 14 - 26 etwa die Lage 5 des Profils "A" repräsentieren.

Die Detailuntersuchung bestätigte die im großen gefundene Chromverteilung (Abb. 6). Dazu zeigten sich deutliche Unterschiede in den Absolutgehalten verschiedener Elemente. In Korrelationsdiagrammen werden diese aufgezeigt (Abb. 7 bis 10). Lage "6" ist reicher an Nickel und Magnesium (olivinreicher?), Lage "5" dagegen enthält mehr Eisen und Aluminium (pyroxenreicher?).

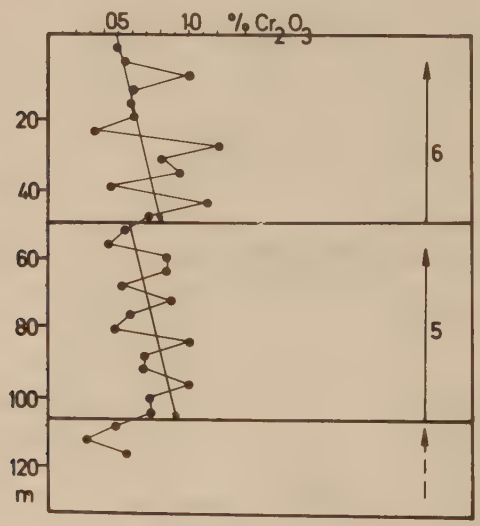


Abb. 6 Hier ist ein detaillierter Ausschnitt aus Lage 5 und 6 des Profils "A" mit einer vierfach dichteren Beprobung dargestellt (Profil "0"). Das generelle Ansteigen des Chromgehaltes zur Basis der angenommenen Lagen ist auch in diesem Profil erkennbar.

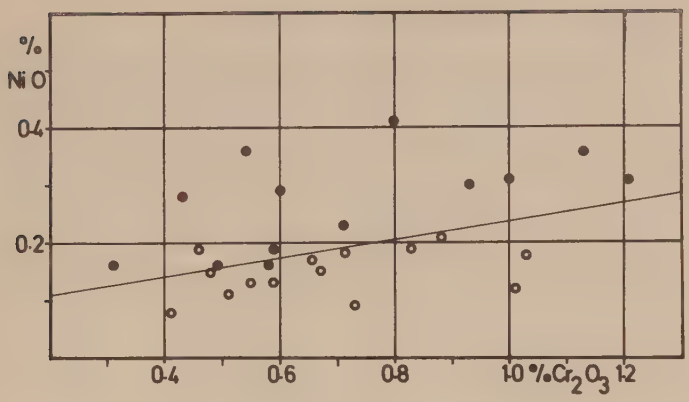


Abb. 7 Nickel - Chrom - Verhältnis der Lagen 5 (○) und 6 (●). Beide Lagen sind klar voneinander unterscheidbar. Bei ähnlichem Chromgehalt ist L6 reicher an Nickel.

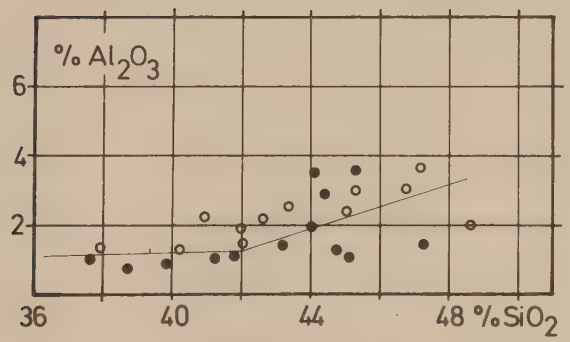


Abb. 8 Aluminium - Silizium - Korrelationsdiagramm. Auch hier ist generell eine Trennung möglich. Signaturen wie oben.

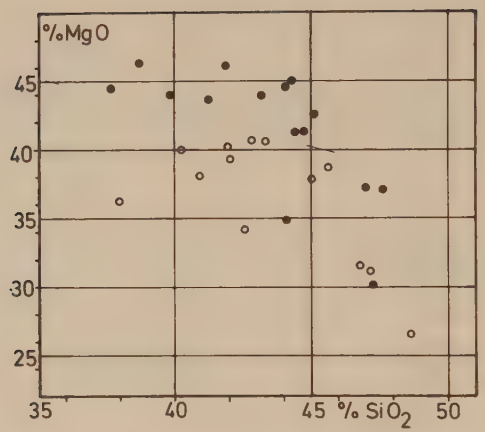


Abb. 9 Das Magnesium - Silizium - Verhältnis von L6 ist deutlich höher als das von L5; der durchschnittliche MgO - Gehalt ist um etwa 5 % größer.

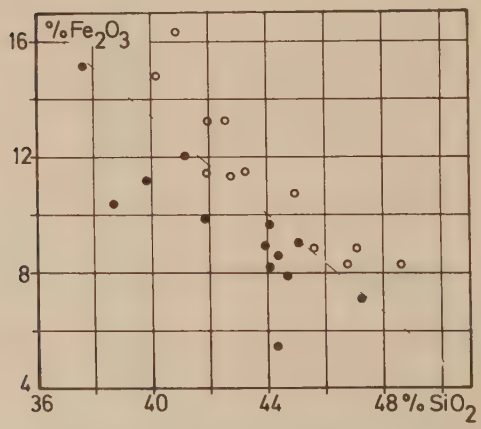


Abb. 10 Umgekehrt ist L5 reicher an Eisen. Innerhalb der Lagen ist eine scharfe Korrelation von SiO_2/FeO vorhanden, die im Gesamtkörper durch das Nebeneinander verschiedener Lagen verwaschener wird.

Anhand der SiO_2 und MgO - Verteilung über das Profil "O" kann man nun deutlich eine Tendenz zur Differentiation erkennen: SiO_2 nimmt zur Basis hin ab, der MgO - Gehalt dagegen steigt an (Abb. 11). Auch aus verschiedenen Korrelationsdiagrammen mit Werten sämtlicher Proben aus Profil A und O ist ein Differentiationstrend ablesbar. Mit steigendem SiO_2 Gehalt nimmt auch Al_2O_3 zu, die mafischen Kationen Mg und Fe werden gleichzeitig weniger (Abb. 12 bis 14).

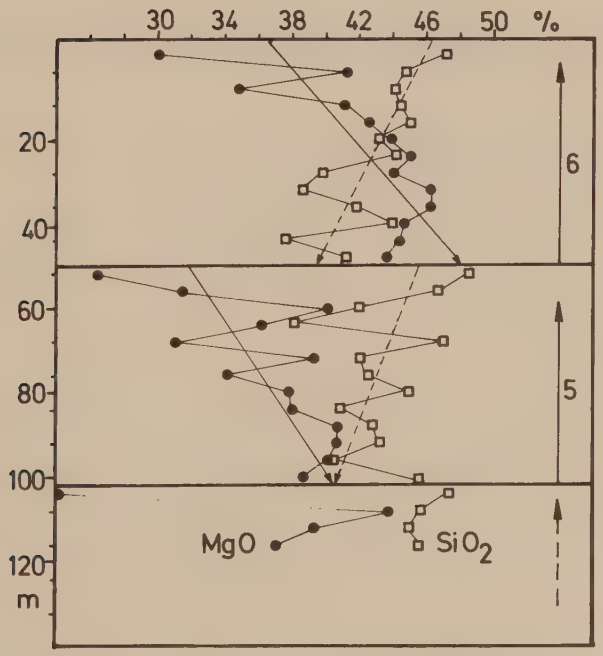


Abb. 11 Verteilung von SiO_2 und MgO im Profil "O". Das gegensinnige Verhalten der beiden Verbindungen ist durch fraktionierte Differentiation innerhalb der beiden Lagen bedingt. Auf die auch hier erkennbaren Unterschiede im durchschnittlichen MgO/SiO_2 - Verhältnis wurde in Abb. 9 bereits hingewiesen.

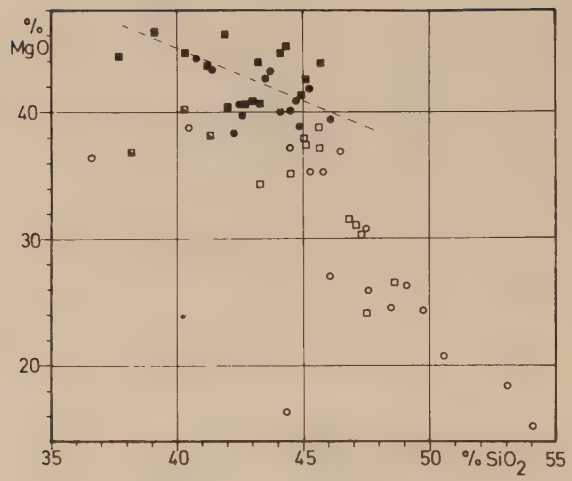


Abb. 12 MgO/SiO_2 - Korrelationsdiagramm sämtlicher Proben aus Profil "A" und "O". Da Mg durch Ca stark gestört ist, wurden die Kalziumreichen Proben eigens kenntlich gemacht.

Profil "A" ●	Profil "O" ■	(CaO < 2 %)
Profil "A" ○	Profil "O" □	(CaO > 2 %)
	Profil "O" ◪	(Fe_2O_3 > 15 %)

Der Differentiationstrend im Gesamtkörper wird durch die gestrichelte Linie angedeutet.

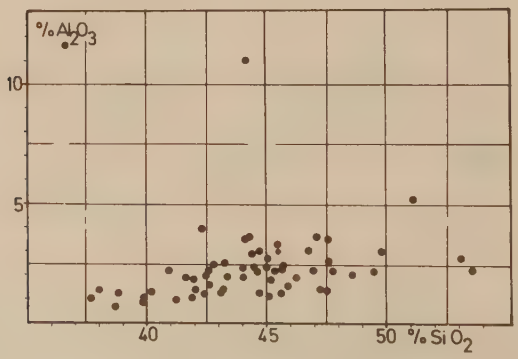


Abb. 13 SiO_2/Al_2O_3 - Korrelationsdiagramm. Im Aluminiumgehalt unterscheiden sich die einzelnen Lagen nur geringfügig (vgl. Abb. 8), daher ergibt sich eine schärfere positive Korrelation, die für einen differenzierten Magmenkörper typisch ist.

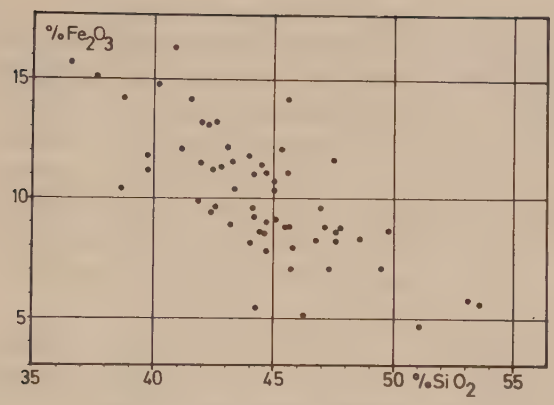


Abb. 14 SiO_2/Fe_2O_3 - Diagramm mit negativer Korrelation.

Eine besondere Stellung in der Verteilung der Elemente nimmt das Kalzium ein, das sowohl in der Variationsbreite, als auch durch sein besonderes Verhalten aus dem Rahmen fällt. Schon früher (LAMMERER, 1969) war aufgefallen, daß nur Proben mit geringen Chromgehalten hohe Kalziumwerte aufweisen (Abb. 15). Eine Kalziummetasomatose bei gleichzeitiger Abfuhr des Chroms scheidet aber wegen einer fehlenden negativen Korrelation Ca/Cr aus, was wegen der mangelhaften Wanderungsfähigkeit des Chroms bei metasomatischen Prozessen (FRÖHLICH, 1960, TUREKIAN u. CARR, 1960 u. a.) auch nicht zu erwarten war. Es ist eine Kalziumzufuhr denkbar, die nur Serpentinitpartien erfaßt hat, die von vorneherein arm an Chrom waren.

Ähnliches geht auch aus Abb. 16 hervor. In diesem MgO/CaO - Korrelationsdiagramm erkennt man eine Punkthäufung bei Magnesiumgehalten von 36 - 47 % MgO und CaO - Gehalten, die weniger als zwei Prozent betragen. Weiter ist eine enge Punktscharung um eine (nicht eingezeichnete) negative Korrelationsgerade erkennbar. Bei diesen Proben ist eine Kalziumzufuhr anzunehmen, und zwar auf Kosten des Magnesiums, das hierbei

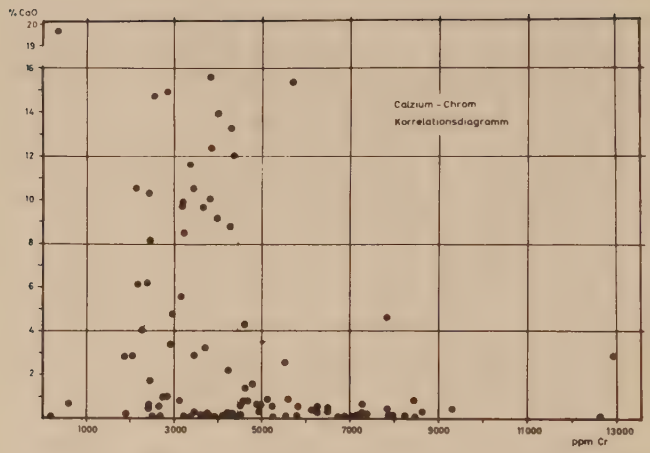


Abb. 15 Diese bereits früher gezeigte (LAMMERER, 1969), durch neue Daten ergänzte Darstellung des CaO/Cr - Verhältnisses zeigt, daß fast ausschließlich Proben mit weniger als 4500 ppm Chrom anormal erhöhte Kalziumgehalte besitzen. Wegen einer fehlenden negativen Korrelation kann dieser Effekt nicht durch eine Verdrängung des Chroms durch Kalzium verursacht sein.

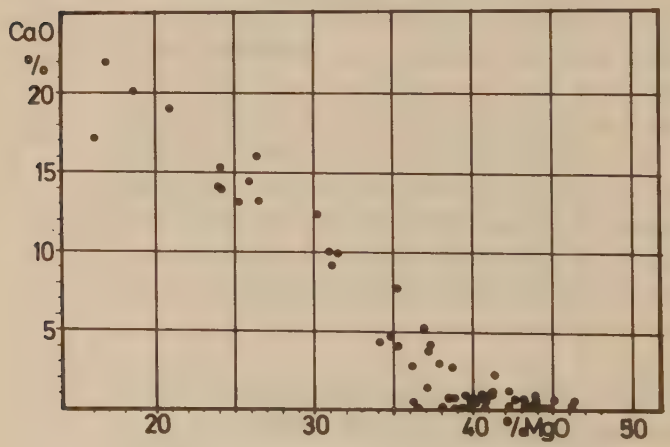


Abb. 16 Im Gegensatz zu voriger Abb. zeigt CaO zu MgO eine negative Korrelation, entsprechend einer Verdrängung von Mg durch Ca. Doch wiederum betrifft die Verdrängung nur bestimmte Proben, in diesem Falle solche mit MgO - Gehalten, die weniger als 41 - 42 % betragen. Magnesiumreichere Proben blieben unverändert.

abgeführt wurde. Aus dem Diagramm ist aber noch mehr zu ersehen: Die Variationsbreite des Magnesiumgehaltes des Ausgangsmaterials ist wesentlich größer als die Streubreite um die Korrelationsgerade. Und wieder kann man sehen, daß die Korrelationsgerade von den Punkten mit geringen MgO - Gehalten ausgeht. Die Kalziumzufuhr hat also nicht nur chromarme Teile, sondern auch ausschließlich Partien erfaßt, die von vorneherein schon magnesiumarm gewesen waren.

Im NIGGLI - Variationsdiagramm c/fm (Abb. 17) findet sich diese Differenziertheit nicht mehr. Die Korrelation ist noch schärfer und es verschwindet die breite Streuung der Kalziumarmen Proben. Dies zeigt, daß die höheren Lagenbereiche ein kleineres Mg/Fe - Verhältnis besitzen, als die tieferen, also einem späteren Differentiationsstadium angehören als die magnesiumreichen Erstausscheidungen. Auch hier wieder ein klarer Hinweis auf Differentiationsvorgänge.

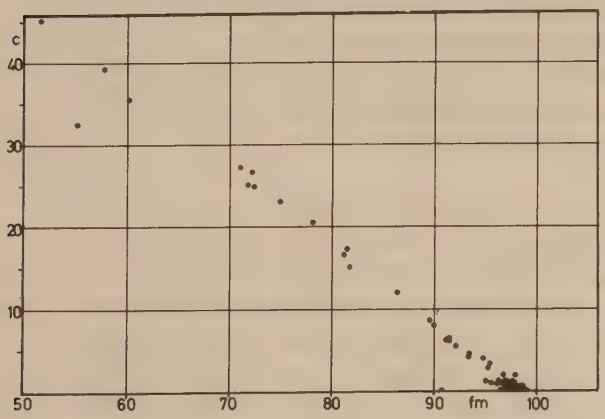


Abb. 17 Statt der reinen Elementoxide wurden hier die NIGGLI - Hauptkennwerte c/fm aufgetragen. Die Korrelation wird dadurch noch wesentlich schärfer; ein Beweis dafür, wie streng die geochemischen Gesetze eingehalten werden. Die beiden herausfallenden Proben repräsentieren Chloritschiefereinschaltungen.

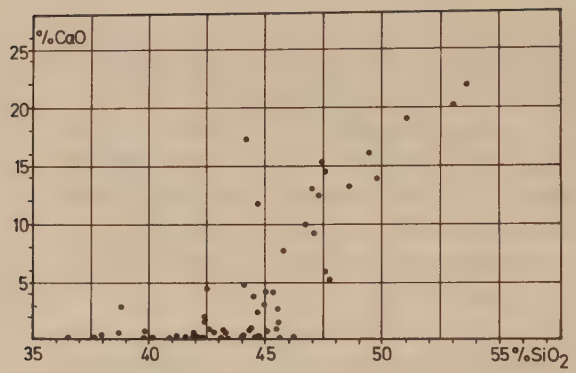


Abb. 18 Im CaO/SiO_2 Korrelationsdiagramm besteht eine unscharfe positive Korrelation, die darauf hinweist, daß zusammen mit dem Kalzium auch Silizium zugeführt worden ist, wenngleich auch keine ganz strenge Abhängigkeit besteht.

Trägt man Kalzium gegen Silizium auf (Abb. 18), so findet man eine schwach positive Korrelation. Es könnte also mit dem Kalzium auch Silizium zugeführt worden sein. Anhand einer quantitativen Überlegung kann dies gezeigt werden, obwohl nicht ersichtlich ist, daß Silizium ein anderes Element in größerem Maße verdrängt hat, denn dies müßte sich ähnlich wie beim Kalzium bemerkbar machen, was nicht der Fall ist.

Aus dem CaO/MgO Korrelationsdiagramm finden wir, daß MgO durch CaO im Gewichtsverhältnis von sehr genau 1 : 1 verdrängt worden ist. Nun ist aber CaO schwerer als MgO, genauer $\frac{56.08}{40.32} = 1.39$ mal schwerer, d. h. es sind etwa 1.4 mal mehr Mg - Atome verdrängt worden, als Ca - Atome zugeführt. Der Ladungsausgleich konnte durch Siliziumzufuhr hergestellt werden. Bei angenommener Ladungskonstanz müssen demnach (wegen der 4 - Wertigkeit des Siliziums) noch 0.2 mal soviel Si - Atome zugeführt werden wie Ca - Atome, in Gewicht ausgedrückt $\frac{56.08}{60.06} = 0.186$ mal soviel.

Bei 10 % CaO - Zufuhr sind demnach auch ca. 1.9 % SiO_2 - Zufuhr zu erwarten, bei 20 % CaO entsprechend 3.7 % SiO_2. Es läßt sich auch ein Reaktionsschema angeben, das diesen Verhältnissen und der Naturbeobachtung gerecht wird:

$$10\ CaCO_3 + 2\ SiO_2 + 8\ \underset{(Antigorit)}{Mg_3Si_2O_5(OH)_4} \longrightarrow$$

$$\longrightarrow 9\ CaMgSi_2O_6 + 1\ CaMg(CO_3)_2 + 14\ Mg(OH)_2 + 2\ H_2O + 8\ CO_2$$

In der Tat weisen zahlreiche Diopsidneubildungen und Karbonate (Kalzit, Dolomit, Breunnerit) darauf hin, daß die Reaktion nach dem angegebenen Schema verlief.

Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchung des Ochsner - Rotkopf Serpentinites zeigen zusammengefaßt:

1. Es haben Differentiationsvorgänge stattgefunden (fraktionierte Kristallisationsdifferentiation).
2. Die Differentiation zeigt sich innerhalb einzelner Lagen, die zwischen 50 und 100 m mächtig sind.
3. Bei nachträglichen Stoffveränderungen ist Kalzium und Silizium zugeführt worden, Magnesium hat dagegen den Serpentinitkörper verlassen. Der Anteil der übrigen Elemente hat sich nicht nachweislich geändert. Aus dieser Betrachtung ausgeschlossen ist der Anteil der flüchtigen Verbindungen wie H_2O und CO_2.

3.2. Die Serpentinite des Reckners und des Ahrntales

Da sich die Serpentinitkörper des oberen Ahrntales (Südtirol) und des Reckners chemisch identisch verhalten, werden sie zusammen behandelt.

3.2.1. Zur Geologie

3.2.1.1. Zur Geologie der Ahrntaler Serpentinite

Der etwa ENE-WSW streichende Serpentinitzug des Weißenbach- und oberen Ahrntales liegt in einer Serie von Kalkglimmerschiefern, Quarziten und Paragneisen. Direkt mit den Serpentiniten vergesellschaftet finden sich Marmore, Prasinite und Amphibolite. Diese Schichtfolge wurde von DE VECCHI und PICCIRILLO (1968) und von BAGGIO (1969) beschrieben und altersmäßig in den Oberjura eingestuft (Abb. 19). Die Prasinite, Amphibolite und die mit ihnen vergesellschafteten Serpentinite stellen ihrer Ansicht nach Produkte basischer und ultrabasischer Effusionen in den Geosynklinaltrog des Oberen Jura dar. Sie stützen ihre Ansicht auf chemische, petrographische und feldgeologische Befunde.

Der Serpentinitzug (schwarz) des Weißenbach- und Oberahrntales
Kartengrundlage: Carta geologica delle Tre Venezie, 1:100 000,
Foglio Bressanone (nach SANDER) und Foglio Monguelfo (DAL PIAZ).

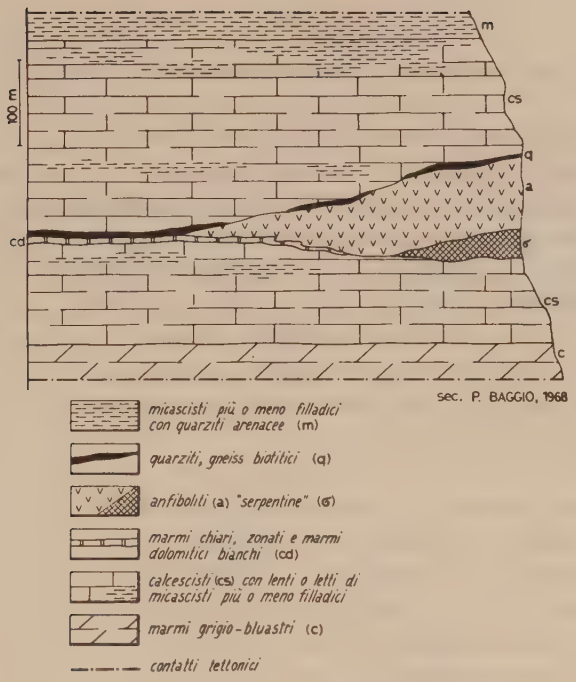


Abb. 19 Stratigraphic der "Kalkschiefer mit Ophioliten" nach BAGGIO (1969).

Neben dem Hauptmineral Antigorit findet sich Chrysotil nur auf Klüften im Serpentinit. Reliktische Minerale sind Diallag, Chromit, Picotit und Pentlandit (BAGGIO, 1969).

Der Serpentinitzug läßt sich mit kurzen Unterbrechungen (diluviale und alluviale Überdeckungen) über etwa 20 km verfolgen, wobei die Mächtigkeit zwischen 10 und mehr als 300 m schwankt. Meist lassen sich zwei getrennte Lagen aushalten, die teils durch ca. 50 m mächtigen Prasinit getrennt werden, an anderer Stelle durch Kalkmarmore und Kalkglimmerschiefer.

3.2.1.2. Zur Geologie des Reckner - Serpentinites

Auch der Recknerserpentinit wird wie der Ahrntaler Ultrabasitzug in den Oberjura eingestuft. Er liegt konkordant in oberjurassischen Kieselschiefern. Am Kontakt des Serpentinits zum Nebengestein treten in diesem Aegirin und Natronamphibolsprossungen auf, die mit zunehmender Entfernung vom Serpentinit verschwinden (FISCHER und NOTHHAFT, 1954). In serpentinitnahem Karbonatgestein kann es nach ENZENBERG (1966) zu Grammatitbildungen kommen, während sonst das Nebengestein keine starke metamorphe Überprägung zeigt (Stilpnomelanzone, gut erhaltene Fossilien aus unterlagernder Trias usw.).

Als einziges Serpentinmineral ist von HARTMANN (1913) und ENZENBERG (1966) Chrysotil beschrieben worden. KOARK (1950) weist auf Kluftantigorit hin. Durch eigene Diffraktometeruntersuchungen konnte auch ein erheblicher Anteil an Lizardit nachgewiesen werden. Reliktmineral ist auch hier wieder der allen behandelten Körpern gemeinsame Diallag. Daneben beschreibt KOARK braune Hornblende. Der Diallag ist besonders im Zentrum des Körpers sehr grobkörnig und kann dort Durchmesser bis zu 5 cm erreichen. Zum Rande hin nimmt die Korngröße merklich ab, sie ist dort kleiner als 1 cm.

Neben dem Hauptkörper, der den Recknergipfel aufbaut, existieren weitere Horizonte mit weniger mächtigen Serpentinitlagen. Diese sind häufig von Fremdmaterial, meist Karbonaten durchsetzt, brecciiert und mit Nebengestein vermischt (Ophikalzit Abb. 43).

3.2.2. Ergebnisse der geochemischen Untersuchung

Im Nomenklaturdreieck nach ROST belegen die Proben des Reckners wie des Ahrntaler Serpentinites fast ausschließlich das Peridotitfeld, so daß auf ein entsprechendes Ausgangsmaterial geschlossen werden darf. Eine von ROST (1972) vermutete Änderung des Gesamtchemismus von Serpentiniten in Richtung auf eine harzburgitische Zusammensetzung mit ausgeglichenem Olivin - Enstativerhältnis kann nicht festgestellt werden.

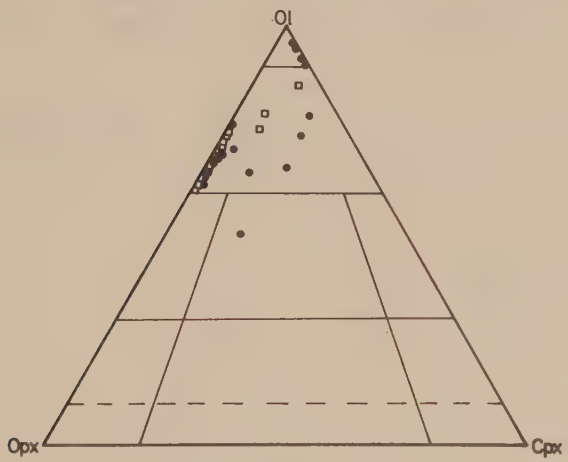


Abb. 20 Nomenklaturdreieck nach ROST (1972). Die Ultramafititproben des Ahrntales und des Reckners belegen einen engen Raum im Peridotitfeld. Eine metasomatische Störung (siehe Text) durch $CaCO_3$ - Einwanderung verursacht eine Verschiebung des Chemismus nach olivin - und klinopyroxenreicheren Gesteinen. Dies stellt eine Verfälschung der wahren Umstände dar, die durch eine fehlende Angabe des CO_2-Gehaltes bedingt ist. CO_2 konnte nicht mit der nötigen Genauigkeit gemessen werden und ist nicht berücksichtigt. Daher erscheint in der CIPW - Norm das Kalzium nicht als Kalzit, was richtig wäre, sondern als Klinopyroxen.

Die Serpentinite des Reckners und des Ahrntales sind im Gesamtchemismus dem Ochsnerserpentinit zwar sehr ähnlich, aber die Elementverteilung ist grundsätzlich verschieden. Zeigen nämlich die Analysen des Ochsners einen deutlichen Trend im Sinne einer Magmendifferentiation, so ist dies hier nicht mehr gegeben. Die Hauptelemente liegen, abgesehen von Störungen durch metasomatische Prozesse, in einem engen Feld beisammen (Abb. 21 - 23), wodurch man auf ein Material schließen kann, das nach der Platznahme keiner intensiven fraktionierten Kristallisation mehr unterworfen war.

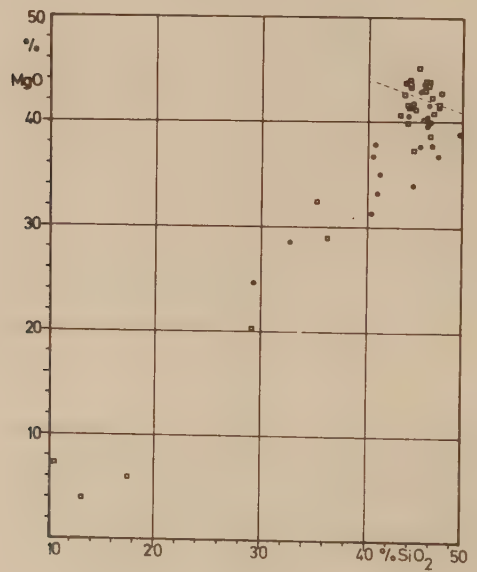


Abb. 21 MgO/SiO_2 - Korrelationsdiagramm
Proben des Reckners (●), Proben des Ahrntaler Serp. (□). Beide Serpentinitkörper verhalten sich sehr ähnlich. Die Hauptmasse der Analysen liegt in einem eng begrenzten Feld beisammen. Ein Trend zur Differentiation, der in Richtung der gestrichelten Linie verlaufen müßte, ist nicht erkennbar. Daneben findet sich, ähnlich wie am Ochsner, eine Störung durch Kalziummetasomatose.

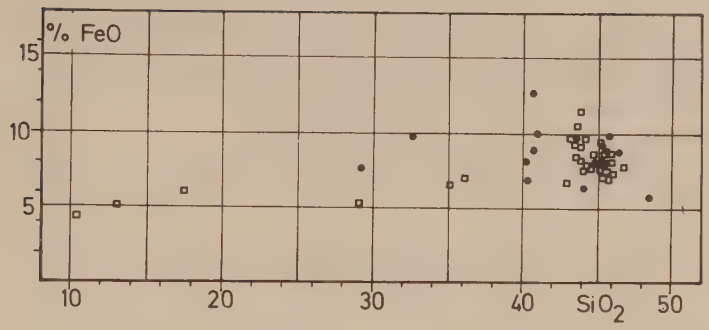


Abb. 22 Im FeO/SiO_2 - Korrelationsdiagramm zeigt sich ein analoges Verhalten der Elemente zueinander wie in Abb. 21. Eisen wird von Kalzium allerdings in weit geringerem Maße verdrängt als Magnesium.

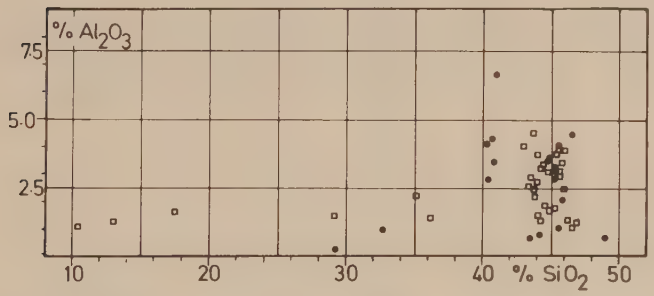


Abb. 23 Im Al_2O_3/SiO_2 - Korrelationsdiagramm ist das Verhalten der Proben analog wie in Abb. 22.

Ein weiterer Unterschied zum Ochsner - Serpentinit zeigt sich in der Art der Kalziummetasomatose, die hier ebenfalls eine große Rolle spielt (Abb. 24). Sowohl am Reckner, als auch am Ahrntalserpentinit ist die Verdrängung durch Kalzium an Randbereiche oder an Ruschelzonen gebunden. Während aber am Ochsner das SiO_2 nicht abgeführt, sondern sogar geringfügig zugeführt wurde, besteht hier eine ausgeprägte negative Korrelation für CaO/SiO_2 (Abb. 25). Dies bedeutet, daß Kalzium nicht nur Magne-

sium, sondern auch Silizium verdrängt hat. Weiterhin ist es zu Abwanderungen von Eisen, Chrom und auch Nickel gekommen. Durch mehr oder weniger vollständige Verdrängung aller Kationen durch Ca führt diese Art der Metasomatose zu Ophikalziten und im Endstadium zu mehr oder weniger reinen Karbonatgesteinen.

Es geht hier also gerade der umgekehrte Vorgang vonstatten,

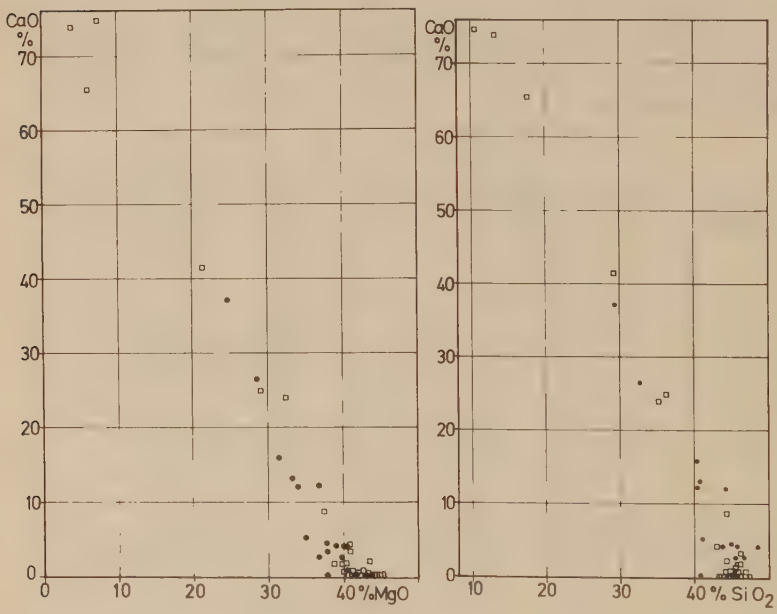


Abb. 24 Im CaO/MgO - Korrelationsdiagramm wird die Verdrängung von Magnesium durch Kalzium sichtbar. Gestrichelt eingezeichnet ist die Lage der Korrelationsgeraden des entsprechenden Diagramms (Abb. 16) vom Ochsner - Rotkopf Serpentinit. Während dort der Ersatz von Magnesium durch Kalzium im Gewichtsverhältnis 1 : 1 erfolgte (entsprechend der alleinigen Verdrängung des Mg), ist das Gewichtsverhältnis hier anders. Zwei Teile Kalzium ersetzen einen Teil Magnesium. Dafür werden aber noch andere Elemente mit verdrängt.

Abb. 25 Die Verdrängung von Silizium durch Kalzium zeigt sich im CaO/SiO_2 - Korrelationsdiagramm. Im vergleichbaren Diagramm des Ochsners (Abb. 18) ist die Korrelation positiv, dort wurde Silizium zugeführt.

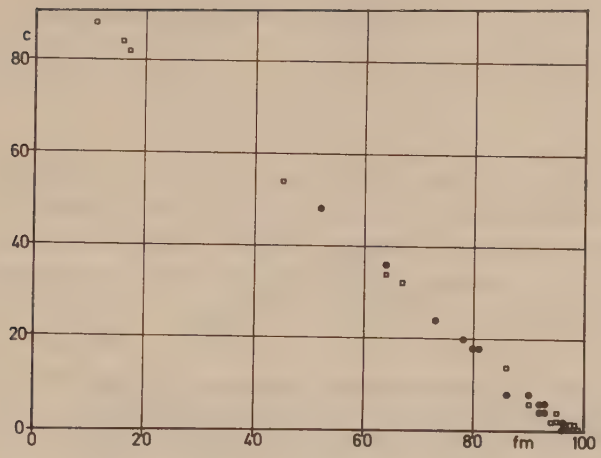


Abb. 26 Variationsdiagramm fm/c nach NIGGLI. Ähnlich wie am Beispiel des Ochsners (Abb.17), zeichnet sich das Diagramm mit den NIGGLI - Hauptkennwerten fm und c durch eine extrem scharfe Korrelation aus; ein Zeichen für die engen geochemischen Beziehungen der Elemente Ca, Mg und Fe zueinander.

als er von verschiedenen Autoren beschrieben ist, die auf die Möglichkeit der Bildung von Serpentingesteinen durch Si- und Mg-Metasomatosen in Karbonatgesteine hinweisen (FAUST et al., 1956, WEDEPOHL, 1963, DRESCHER - KADEN, 1969, u. a.). Mit Ausnahme des letztgenannten Autors halten sie jedoch eine derartige Bildung von Serpentiniten nur gelegentlich und für kleinere Vorkommen für verwirklicht.

Im Vertikalprofil der Hauptelemente Si und Mg durch den Reckner Serpentinit zeigt sich ein etwa symmetrischer Bau, wenn man die durch $CaCO_3$ - Zuführung gestörten Proben außer acht läßt. Ein solches Verteilungsmuster ist im Falle des Einströmens eines Kristallbreies zu erwarten (BHATTACHARJI und SMITH, 1964). Der Ahrntaler Serpentinit zeichnet sich durch geringe Variationsbreite der Hauptelemente aus (ausgenommen sind wiederum Ca - reiche Proben).

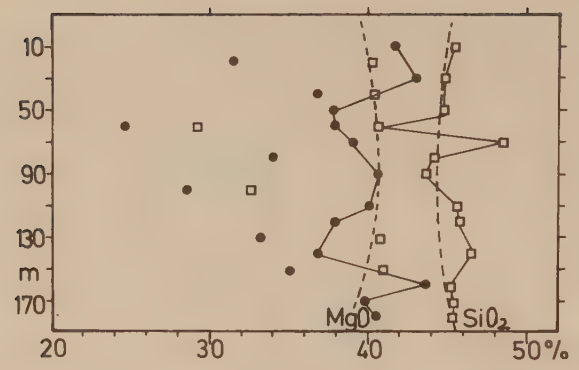


Abb. 27 Vertikalprofil der Silizium- und Magnesiumverteilung im Reckner Serpentinit. Um Verzerrungen durch die Einflüsse der Ca-Metasomatose auszuschließen, wurden nur Analysenpunkte von Proben verbunden, die einen CaO-Gehalt geringer als 4 % aufweisen. Gestrichelt eingezeichnet ist die Kurve der idealen Elementverteilung beim Einströmen eines Kristallbreies. Nach Experimenten von BHATTACHARJI und SMITH (1964) sammeln sich hierbei die frühausgeschiedenen Kristalle im Zentrum der fließenden Masse, die Anteile der Restschmelze sind randlich konzentriert.

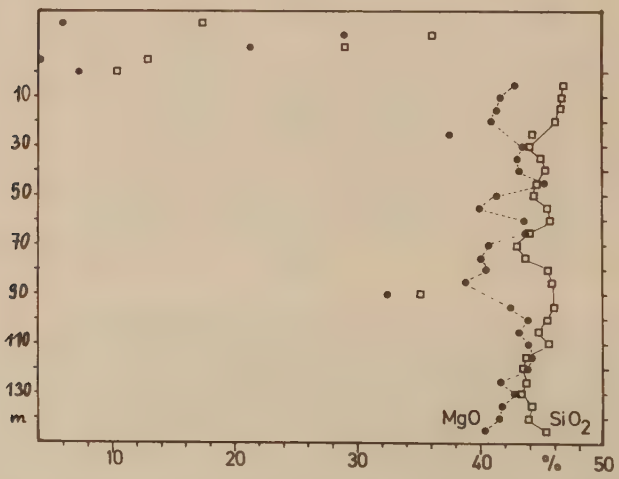


Abb. 28 Vertikale Si- und Mg-Verteilung im Ahrntaler Serpentinitkörper. Auch hier sind nur Ca-arme Probenpunkte verbunden. Die Elementverteilung ist weitgehend homogen mit nur geringer Variationsbreite.

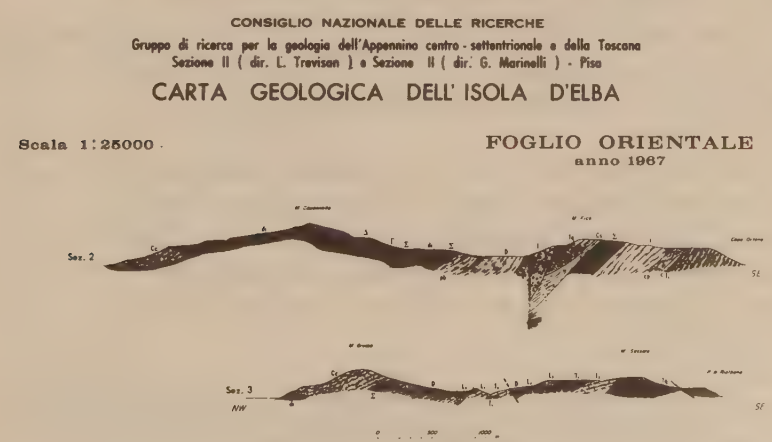
3.3. Der Ophiolitkomplex von Ostelba

3.3.1. Zur Geologie

Bei den bisher behandelten Serpentiniten war eine direkte Beziehung zu basischen Effusiva nicht (Beispiel Reckner) oder nur teilweise (Ahrntal) gegeben, eine räumliche Nachbarschaft war im Falle des Ochsners vorhanden.

Bei den Ophioliten Elbas ist dagegen wiederholt eine so enge Bindung von Ultrabasiten zu Basiten gegeben, daß an einer genetischen Beziehung zueinander nicht zu zweifeln ist (LOTTI, 1886, BURRI und NIGGLI, 1945, RITTMANN, 1960).

Die Gesteinsfolge beginnt mit Serpentinit (0 - 150 m), über dem eine Gabbrolage folgt (0 - 40 m). Der Gabbro verliert nach oben zu immer mehr an Pyroxengehalt und kann schließlich lokal in



Profil aus der Gegend der Probenahme in Ostelba bei Volterraio. Zwischen oberjurassischen Radiolariten (di) liegt die bearbeitete Ophiolitserie mit Diabas (Δ), Gabbro (Γ) und Serpentinit (Σ).

einen Anorthosit übergehen. Darüber folgt ein spilitisierter Diabas (150 - 500 m), der in seinen höheren Partien Pillows führt. Die Grenzen zwischen den einzelnen Gliedern sind nicht sehr scharf. Der Diabas wird zum Gabbro hin grobkörniger, dieser zum Serpentinit hin immer reicher an bastitisierten Pyroxenen. Serpentinit schließlich führt in seinen obersten Partien akzessorisch Plagioklas.

Die gesamte Serie wird von oberjurassischen Radiolariten über- und unterlagert und wird auch selbst in die Zeit des oberen Jura eingestuft (Trevisan, 1967).

Hauptmineral im Diabas ist Plagioklas (An_{0-20}), dessen schmale idiomorphe Leisten teils radialstrahlig angeordnet, teils ungeregelt das Gefügebild bestimmen. Die ehemals basischen Kerne sind häufig von Epidotmikrolithen erfüllt, die einen streng idiomorphen Innenbereich gegen einen epidotfreien Rand abgrenzen. Nicht selten ist auch eine Umwandlung von Plagioklas nach Prehnit zu beobachten. Diopsidische Klinopyroxennädelchen, teilweise pseudomorph nach Orthopyroxen, sind sehr klein (ca. 0.01 mm), dagegen können idiomorphe, jetzt braun oxidierte Olivineinsprenglinge Durchmesser von mehreren Millimetern aufweisen.

Die feinkörnige bis mikrokristalline, bräunliche Grundmasse besteht aus einem Gemenge von Epidot, Chlorit, Leukoxen, Kalzit, eisenreichem Pumpellyit und Hämatit. Ehemalige Variolen sind mit einem chloritischen Mineral, in anderen Fällen mit einem Gemenge aus Karbonat, Chlorit und Hämatit, vereinzelt auch mit Quarz gefüllt.

Der Gabbro selbst enthält neben dem weit vorherrschenden Plagioklas (An_{40-70}) nach unten zunehmend Diallag, der meist uralitisiert oder bastitisiert ist. Akzessorisch finden sich Biotit, Muskowit, grüne Hornblende und Chromit mit Magnetitsaum.

Der unterlagernde Serpentinit ist vorwiegend aus Chrysotil und Lizardit aufgebaut. Reliktische Pyroxene (Diallage) zeigen feinlamellare Orthopyroxenentmischungen und sind bastitisiert.

Das nicht in das Serpentingitter einbaufähige Eisen findet sich als feinkörniger Magnetit wieder. Chromitrelikte sind ebenfalls mit Magnetit ummantelt.

3.3.2. Zur Geochemie der Ostelba - Ophiolitserie

Um eventuelle geochemische Beziehungen der einzelnen Glieder herauszufinden, wurde auf Ostelba nicht nur der Serpentinitkörper selbst, sondern die gesamte Ophiolitserie eng beprobt.

Einen ersten Überblick über den Gang des Chemismus erhält man aus der folgenden Tabelle, in die von jeweils 10 Proben, im Gabbro aus je 4 Proben, die durchschnittlichen NIGGLI - Hauptkennwerte eingetragen sind.

Gestein	Probe	Magmentyp	si	al	fm	c	alk
Diabas	1 - 10	lamprodioritisch	149	24	40	22	14
Diabas	21 - 30	normalgabbro-dioritisch	136	21	44	26	9
Gabbro	32 - 35	leukogabbroid-belugitisch	134	30	31	29	8
Gabbro	36 - 39	pyroxengabbroid	106	23	35	35	6
Serp.	40 - 49	peridotitisch	66	2	84	5	1
Serp.	60 - 69	peridotitisch	61	2	97	1	1
Durchs.	1 - 69	gabbroid - eukritisch	103	14	65	15	6

Der Magmencharakter variiert hiernach (v.o.n.u.) von dioritisch über gabbrodioritisch und leukogabbroid nach pyroxengabbroid und endet im Serpentinit peridotitisch.

Alle Gesteine gehören der pazifischen (Kalkalkali) Reihe an. Die durchschnittliche Zusammensetzung aller Proben ist etwa olivinbasaltisch, oder in der Einteilung nach NIGGLI gabbroid - eukritisch.

Hierbei ist jedoch zu beachten, daß im Diabas der Probenabstand etwa dreimal so groß ist, wie im Gabbro und Serpentinit, dieser Chemismus also nicht genau der Durchschnittszusammensetzung aller Serien entspricht. Andererseits gibt es in Elba auch ultramafische, serpentinisierte Lagergänge, die sich wahrscheinlich von dem Ophiolitkomplex schon während dessen Aufstieg oder Extrusion abgespalten haben, so daß die wahre Zusammensetzung des Ursprungsmagmas nicht mehr zu ermitteln ist. Aus der großen Menge von ultramafischem Gestein darf man aber auf etwa olivinbasaltische Zusammensetzung schließen.

In obiger Tabelle erkennt man eine konstant abnehmende Tendenz im si und alk Wert, bei al und fm weisen die Wertepaare zwar gleichsinnige Tendenz auf, doch liegen sie im Gabbro höher bzw. niedriger als es nach der Gesamtentwicklung zu erwarten wäre. Diese Störung ist durch Saigerungsvorgänge bedingt. c und al reiche Minerale (basische Plagioklase) sind im Gabbro gravitativ angereichert, fm - reiche Minerale wurden in diesem Stadium nicht (Anorthosit) oder weniger (Gabbro) kumuliert.

Eine weitere Einengung ergibt sich aus der Verteilung von FeO und MgO. Während nämlich MgO kontinuierlich im Profil (Abb. 34) nach unten hin zunimmt, zeigt FeO im Bereich des Gabbros ungewöhnlich niedrige Werte. Dies bedeutet, daß das Mg/Fe - Verhältnis der wenigen mafischen Minerale wesentlich höher sein muß, als im Diabas und sich diese Minerale somit in ihrem Chemismus an den Serpentinit anlehnen.

Dies könnte mit einer detaillierten vergleichenden Untersuchung der Diallage zu klären sein, die sowohl im Gabbro, als auch im Serpentinit als Hauptgemengteil vorkommen. Doch hierfür sind die Umwandlungsprozesse (Bastitisierung, Uralitisierung) schon zu weit fortgeschritten, als daß man sich noch schlüssige Aussagen erhoffen könnte.

Andererseits werden über die CIPW - normative Zusammensetzung aufschlußreiche Zusammenhänge aufgedeckt: Die Enstatitanteile der normativen Pyroxene bewegen sich im Diabas zwischen 50 und 60 %, steigen innerhalb des Gabbros sehr steil an (En_{72-86}) und liegen im Serpentinit zwischen En_{88} und En_{89} (Abb. 30).

Eine sehr ähnliche Entwicklung zeigen die Forsteritgehalte normativer Olivine. Fo_{50-60} im Diabas, Fo_{79-87} im Gabbro und Fo_{88-90} im Serpentinit (Abb. 31).

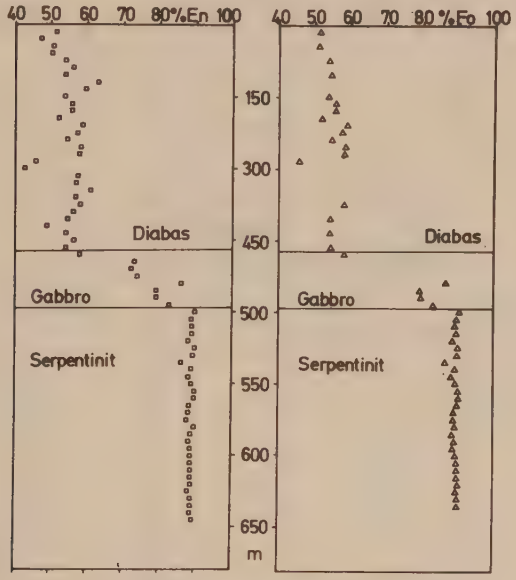


Abb. 30 Vertikalprofil der molaren Enstatitanteile der normativen Pyroxene. Innerhalb des Diabases erfolgt nur eine geringe Zunahme des Enstatitgehaltes von En_{50} bis En_{57}, im Gabbro steigt er jedoch sehr schnell bis gegen En_{85} an. Im darunterliegenden Serpentinit pendelt der En - Anteil um 89 Mol %. Der Gabbro bildet geochemisch das Bindeglied zwischen Diabas und Serpentinit.

Abb. 31 Vertikalprofil der Forsteritgehalte normativer Olivine. Die Verteilung läuft sehr ähnlich wie die der En - Gehalte: schwaches Ansteigen innerhalb des Diabases, starker Anstieg im Gabbro, der allerdings in den höheren Partien nicht in jeder Probe normativen Olivin führt. Im Serpentinit pendeln die Fo - Gehalte um 90 Mol %.

Die mafischen Minerale des Gabbros zeigen somit eine enge Beziehung zum Serpentinit, stellen andererseits aber zugleich eine Verbindung zum Diabas her.

Ähnliches findet sich auch im Anorthitgehalt der normativen Plagioklase. Es besteht ein kontinuierlicher Übergang von den Oligoklas - Andesinen des Diabas, über die Labradorit - Bytownite des Gabbros zu den normativen Anorthiten des Serpentinites (Abb. 32).

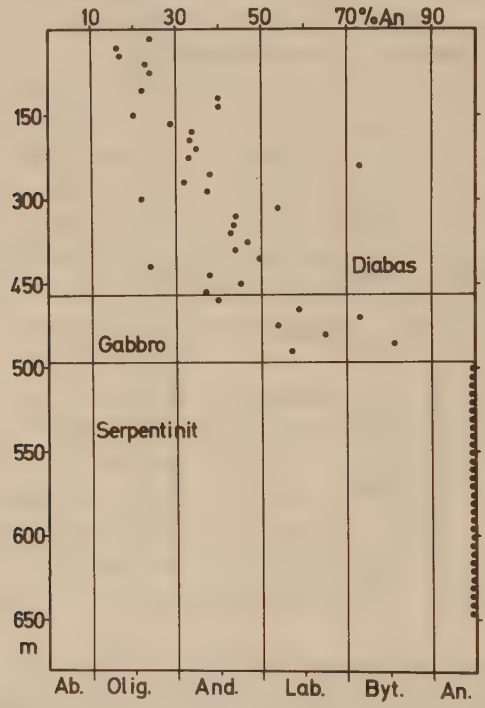


Abb. 32 Vertikalprofil der Anorthitgehalte normativer Plagioklase. Während der obersten 150 m findet sich vorwiegend Oligoklas, dann bis zur Diabasuntergrenze zunehmend basischerer Andesin. Im Gabbro steigt der Anorthitgehalt über Labradorit nach Bytownit an und im Serpentinit findet sich nur noch normativer Anorthit in geringer Menge. Die Abbildungen 30 - 32 zeigen übereinstimmend eine gewisse Kontinuität im Wechsel des Chemismus, der nur aus einer einheitlichen und gleichzeitigen Entstehung der Serien erklärbar ist.

Aus der vertikalen Verteilung der Elemente erkennt man, daß Elemente, die in speziellen Kumulusphasen angereichert oder nicht vertreten sind, an den Seriengrenzen Sprünge aufweisen. Dies gilt besonders für Na, Al,und Ca (Abb. 33), die in den früh abgeschiedenen Mineralen Olivin und Pyroxen nicht wesentlich vertreten sind und deshalb erst ab der Gabbroschicht zu Hauptelementen werden. Im Serpentinit sind sie nur als Spuren-

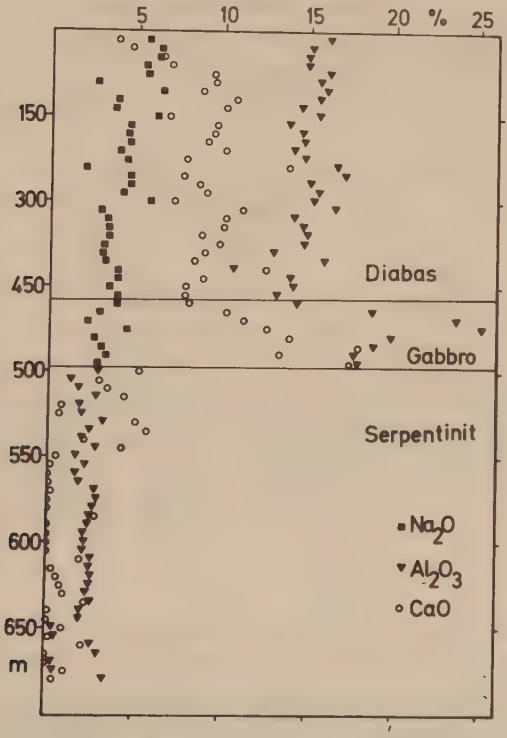


Abb. 33 Vertikale Verteilung von Natrium, Aluminium und Kalzium im Profil "EA". Na_2O nimmt fortlaufend nach unten ab und wird im Serpentinit schlagartig zum Spurenelement (dort nicht mehr eingezeichnet). Al_2O_3 nimmt innerhalb des Basaltes leich ab, erreicht aber im Gabbro ein Maximum, da hier Al - reiche basische Plagioklase konzentriert sind. Aus dem gleichen Grunde ist auch CaO dort konzentriert. Sonst ist Kalzium im Diabas etwa konstant, lediglich die obersten Partien weisen ungewöhnlich geringe Gehalte davon auf, was auf eine sekundäre Entkalkung der Pillowlaven zurückgeführt wird. Im Serpentinit sind CaO und Al_2O_3 nur geringfügig vertreten.

oder Nebenelemente vertreten.

Die "Durchläufer" Eisen und Silizium zeigen dagegen einen kontinuierlichen Gang (Abb. 34). SiO_2 nimmt über die gesamte Ophiolitserie nach unten ab, während Eisen bis auf ein außergewöhnliches Minimum innerhalb des Gabbros konstant bleibt. Magnesium wiederum reichert sich in den Serien zur Basis hin an und ist naturgemäß in der ultramafischen Basalschicht stark vertreten. Bei Chrom und Nickel ist kein gezielter Gang des Chemismus vorhanden (Abb.35).

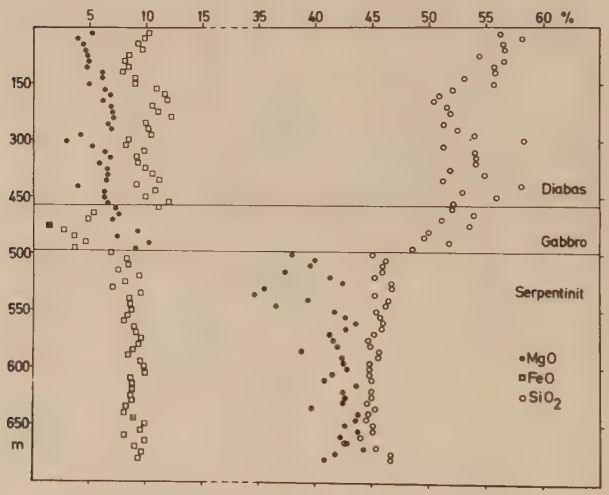


Abb. 34 Vertikale Verteilung von Magnesium, Eisen und Silizium MgO nimmt innerhalb der Serien zu. Zwischen Gabbro und Serpentinit klafft eine Lücke, die durch die Armut des Gabbros an mafischen Mineralen bedingt ist. FeO (Gesamteisen) bleibt weitgehend konstant, ist aber im Gabbro ungewöhnlich gering vertreten. Der Grund liegt wieder in dem Mangel an Mafiten. SiO_2 nimmt im gesamten Körper konstant ab, der dadurch nach unten hin immer basischer wird.

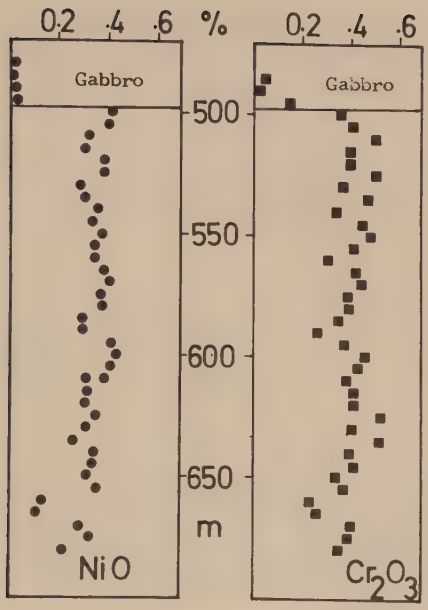


Abb. 35 Vertikale Verteilung von Chrom und Nickel im Serpentinit. Weder Nickel noch Chrom lassen einen systematischen Gang erkennen. Es kam hier nicht zu einer gravitativen Anreicherung von Chromit zur Serpentinitbasis hin, wie sie vom Ochsnerserpentinit her bekannt ist. Der Grund liegt wohl in den hier nur halb so großen Absolutgehalten an Chrom, wodurch sich keine größeren Chromitkristalle bilden konnten.

Die Korrelationsdiagramme (Abb. 36 - 39) bestätigen die bisher erarbeiteten Vorstellungen der fraktionierten Kristallisation einer olivinbasaltischen Schmelze mit ausgeprägten Saigerungsprozessen. Besonders innerhalb der Diabaslage sind deutliche Differentiationstendenzen zu beobachten. Diese Tendenzen werden im Gabbro mit Ausnahme bei si/alk nicht ungestört fortgesetzt, da sie hier durch Kumulationsprozesse überlagert werden. Im Serpentinit sind Differentiationstrends natürlich nicht so stark ausgeprägt, da er aus einer Masse gleichartiger Kristalle aufgebaut ist. Doch sind z. B. bei si/fm und bei si/c Trends noch gut erkennbar.

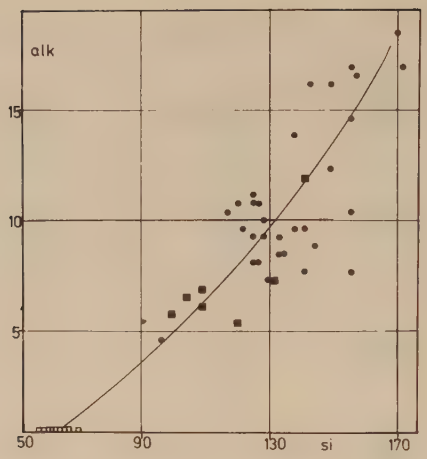


Abb. 36 Variationsdiagramm si/alk
Diabas (●) Gabbro (■) Serpentinit (□). In diesem Diagramm zeigt sich ein ungestörter Differentiationstrend; der alk - Wert nimmt mit si gleichmäßig ab.

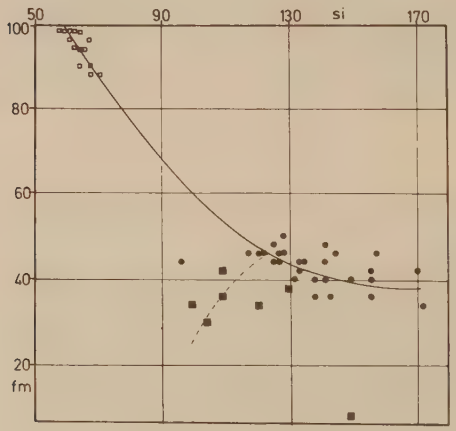


Abb. 37 Variationsdiagramm si/fm. Der allgemeine Differentiationstrend ist unterbrochen durch einen Nebenzweig der Gabbroproben, die auf Grund der kumulativen Anreicherung von Plagioklas an fm verarmten.

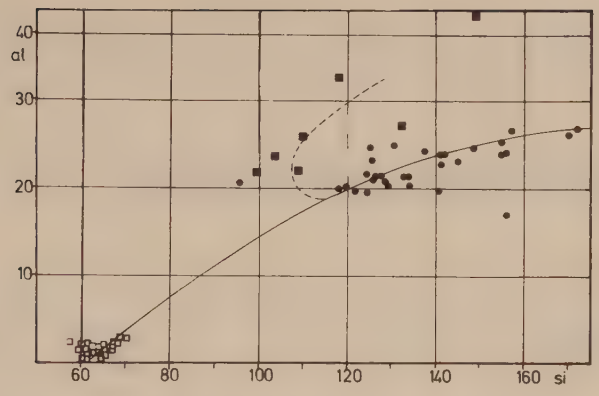


Abb. 38 Variationsdiagramm si/al. Hier zeigt sich der umgekehrte Fall zu voriger Abb. Im Gabbro ist al durch den hohen Plagioklasanteil außergewöhnlich angereichert.

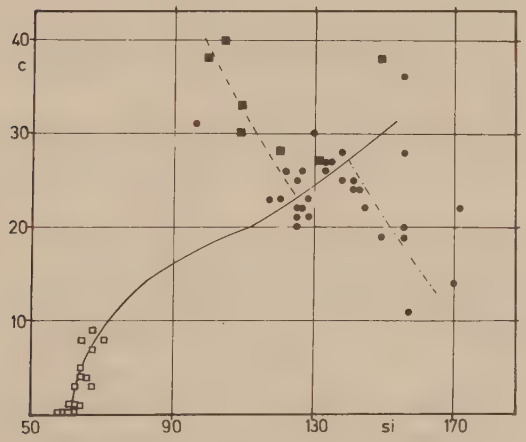


Abb. 39 Variationsdiagramm si/c. Die Differentiationslinie wird hier zweifach gestört. Einmal wieder durch den beschriebenen Kumulationsprozess, zum anderen durch eine sekundäre Entkalkung der obersten Lavaschichten.

4. Die Genese und die Platznahmemechanismen ultramafischer Gesteine

4.1. Die Problematik

Im Folgenden sollen die Genese und die Platznahmemechanismen der "alpinotypen Ultramafitite" und speziell der untersuchten Serpentinite kurz diskutiert werden. Als alpinotyp oder allgemeiner orogenotyp (ROST, 1966) werden diejenigen Ultramafitite (U. M.) bezeichnet, deren Bildung oder Platznahme im Zusammenhang mit einer Orogenese (i. w. S.) stehen. DEN TEX (1969) schlägt noch eine Unterteilung in ophiolitische oder wahre alpinotype U. M. und in Wurzelzonenperidotite vor. Da für beide Untergruppen verschiedene Bildungs- und Platznahmemechanismen angenommen werden müssen, schließe ich mich dieser Unterteilung an. Die im Teil 1 untersuchten Serpentinite gehören ausschließlich dem ophiolitischen Typ an.

Die Genese und Platznahme der ultramafischen, jetzt vielfach serpentinisierten Gesteine der orogenen Zonen bildet seit Jahrzehnten Anlaß zu Diskussionen. Verschiedene spezifische Erscheinungen und Merkmale sind es, die eine Genesedeutung erschweren:

1. Die Schmelztemperatur ist unter normalen Bedingungen so hoch, daß eine Existenz ultramafischer Magmen kaum vorstellbar ist.

2. Andererseits besteht eine auffällige Bindung an basische

submarine Vulkanite. Die Existenz der sog. "Steinmann Trinität", das enge Nebeneinander von Ultramafititen, Basiten und Radiolariten ist zu häufig, als daß sie zufällig sein könnte.

3. Dagegen fehlen meist thermische Kontakte zum Nebengestein, was bei der hohen Schmelztemperatur nur schwer verständlich ist.

4. Um Serpentinitkörper findet man häufig tektonische Kontakte. Einzelne kleine, vom Hauptkörper abgetrennte Serpentinitlinsen können nur schwer anders als durch tektonische Vorgänge verschuppt, erklärt werden. Generell muß jedoch vor einer Überbewertung tektonischer Kontakte gewarnt werden, denn durch verschiedenes Verhalten (Kompetenzunterschiede, Wasseraufnahme des U. M. und damit Volumenvergrößerung) zum Nebengestein können solche "Kontakte" ausgebildet sein, ohne daß es zu einem tektonischen Transport relativ zur Umgebung gekommen sein muß. Außerdem sagen tektonische Kontakte nichts über die Transportweite aus.

5. Das nicht seltene Auftreten von Alkalimetasomatosen um U. M. ist mit einer tektonischen Platznahme nicht erklärbar.

6. Lagergangartiges oder ergußähnliches Auftreten, sowie eine gewisse Zeit- und Schichtgebundenheit sprechen wiederum für eine magmatische Platznahme.

Diese sich teilweise widersprechenden Phänomene müssen geklärt werden und es ist nicht einfach, eine plausible und allgemeingültige Deutung zu geben. Besonders Punkt 2 und 6 veranlaßte die vorwiegend feldgeologisch orientierten Forscher zur Hypothese der magmatogenen Bildung, durch die in Punkt 1, 3 und 4 aufgeführten Tatsachen lehnten die mehr experimentell orientierten Petrologen eine solche strikt ab. Neue experimentelle Erkenntnisse lassen die magmatische Bildung allerdings wieder in den Bereich der Wahrscheinlichkeit rücken. Dagegen scheint es, daß eine tektonische Platznahme nur im Rahmen großräumiger Verschuppungen oder plastischer Einfaltungen ganzer Bereiche des Oberen Mantels an der Grenze zur Unterkruste möglich ist,

das ehemals beliebte "Zwetschgenkernmodell" aber nicht funktioniert, wenn man von Boudinagen absieht, die aber nur über geringe Entfernungen eine Rolle spielen.

4.2. Die grundsätzlichen Möglichkeiten der Bildung und Platznahme

Grundsätzlich bestehen für die Bildung ultramafischer Gesteine fünf Möglichkeiten, die wohl alle verwirklicht sind:

1. Kristallisation aus einer ultrabasischen Schmelze.

2. Kristallisation aus einer basaltischen Schmelze mit Anreicherung der Frühkristallisate am Boden der Magmenkammer.

3. Die Ultramafitite stellen den nicht schmelzbaren Rest des Oberen Erdmantels dar, der bei der Bildung einer basaltischen Schmelze zurückblieb, weil die Temperatur zum vollständigen Schmelzen des Mantelmateriales nicht ausreichend war.

4. Metasomatisch - metamorphe Umbildung vom Sedimenten

5. Bildung durch metamorphe Differentiation.

Für die Platznahme der Ultramafitite stehen folgende Möglichkeiten zur Diskussion:

1. Intrusion in verschieden hohe Krustenniveaus als Schmelze bzw. Kristallbrei.

2. Extrusion (wahrscheinlich ausschließlich submarin) als Schmelze bzw. Kristallbrei.

3. Protrusion, also Wanderung als Festkörper, entweder als Gesamtkörper oder durch plastisches Fließen.

Neben diesen Platznahmemechanismen spielt noch eine sedimentäre Ab- bzw. Umlagerung eine wohl größere Rolle, als bisher angenommen wurde. LOCKWOOD (1969) machte darauf aufmerksam, daß viele Serpentinitkörper in Form von Schutt oder Konglomeraten abgelagert wurden oder als große Blöcke (Olistholithe) durch submarine Rutschungen in ihre jetzige Umgebung gelangt sind.

Diese Art der Platznahme setzt jedoch einen der vorhergenannten Mechanismen voraus, weshalb ich die sedimentäre Umlagerung nicht gleichberechtigt neben die anderen Mechanismen stellen will, wie es LOCKWOOD tat.

Die Bildung durch metamorphe Differentiation und Metasomatose erfordert natürlich keinen ausgesprochenen Platznahmemechanismus, wenngleich auch Stoffumlagerungen stattfinden müssen.

4.3. Diskussion der Genesemöglichkeiten

Zu 1. Kristallisation aus ultrabasischen Schmelzen.

Dies ist der umstrittenste Punkt der Genesemöglichkeiten. Von vielen Forschern wird eine solche Möglichkeit abgelehnt, da nach experimentellen Untersuchungen von BOWEN und SCHAIRER (1935) der Schmelzbeginn für ein peridotitisches Magma bei etwa 1500°C liegen müßte. Dagegen geben ITO und KENNEDY (1967) als Schmelzbeginn für einen natürlichen Peridotit 1100°C bei 1 atm bis 1570°C bei 50 kb für ein wasserfreies System an. Sie weisen darauf hin, daß der Solidus für Peridotit und Basalt sich nicht wesentlich unterscheidet, bei höheren Drücken sogar praktisch identisch ist.

FYFE und CLARC (1961) machten Versuche mit natürlichen Serpentiniten unter 500 - 1000 bar H_2O - Druck, wie er etwa am Ozeanboden herrscht. Hierbei war der Schmelzbeginn bei etwa 1300°C, bei 1400°C war das Gestein nahezu vollständig geschmolzen.

Die Autoren schließen, daß Lava vom Chemismus eines Serpentinites bei Temperaturen fließfähig ist, die nur etwa 100°C höher sind, als sie von Oberflächenlaven bekannt sind. Dies liegt durchaus im Bereich des Möglichen, da eine solche Lava ja die letzten 3 - 6 km zur Oberfläche nicht mehr zurücklegen muß. Mit der submarinen Extrusion der U. M. könnten gleichzeitig der Mangel an thermischen Kontakten sowie einer Reihe anderer Phänomene zwanglos erklärt werden.

Auf Grund der nicht selten zu beobachtenden Alkalimetasomatosen in der Umgebung vom Ultramafititkörpern (z. B. an dem hier untersuchten Recknerserpentinit) haben SEIFERT und SCHREYER (1968) experimentelle Untersuchungen über das Schmelzverhalten von U. M. bei Zugabe von K_2O gemacht. Die Schmelztemperatur konnte schon bei geringen K_2O - Gehalten drastisch gesenkt werden. Die Autoren schlossen, daß schon Spuren von K_2O ausreichen, um einen fast kristallinen ultrabasischen Körper bis weit unter 1000°C noch mobil zu erhalten, wobei nach Untersuchungen an Modellschmelzbreien von BHATTACHARJI (1966) schon 1 % Schmelzanteil genügen. Das K_2O bleibt bis unter 500°C in der Gasphase und kann in kein Mineral eingebaut werden, kann daher den Magmenkörper verlassen und Alkalimetasomatosen im Nebengestein verursachen. Bei einer Extrusion am Meeresboden würde der Alkaligehalt später überhaupt nicht mehr nachweisbar sein.

Trotz gewisser Bedenken von ROST (1971) dürften die Untersuchungen von SEIFERT und SCHREYER den Schlüssel zum Verständnis verschiedener Serpentinitkörper (wie z. B. den Recknerserpentinit) darstellen.

Die angegebenen Werte können allerdings nicht darüber hinwegtäuschen, daß es nicht genügt, einen Peridotit nur über seinen Solidus zu erhitzen, um eine entsprechende Schmelze zu erhalten. Das Schmelzintervall eines Peridotis beträgt immerhin etwa 700°C (ITO und KENNEDY, 1967). Es ist daher innerhalb der oberen Bereiche des Oberen Mantels nicht wahrscheinlich, daß sich ein völlig

geschmolzenes ultrabasisches Magma bilden kann, wenn nicht durch Alkalizufuhr die Liquidustemperatur wesentlich gesenkt wird.

Dagegen ist die Entstehung eines peridotitischen Kristall - Schmelze Gemisches durchaus zu erwarten. Das Problem ist, daß die Schmelze ihre Kristalle nicht verliert. Dies kann nur für die tieferen Ozeanbereiche zutreffen. Aus Untersuchungen über die Zusammensetzung von Basalten bei Hawaii (MOORE, 1965), hat sich ergeben, daß der Olivingehalt mit der Meerestiefe zunimmt und die Basalte reicher an MgO und ärmer an SiO_2, also basischer werden. In geringen Meerestiefen extrudierte Basalte haben etwa 8 Vol. % Olivin, in größeren Tiefen ist der Durchschnittsgehalt etwa 21 Vol. % Olivin. Aus etwa 4000 m Tiefe konnte bei einer Basaltprobe 29 Vol. % Olivinanteil nachgewiesen werden.

Ein peridotitisches Kristall - Schmelze Gemisch kann unter günstigen Bedingungen intrudieren oder gar submarin extrudieren, ohne seinen ultramafischen Charakter zu verlieren. Dies konnte inzwischen an verschiedenen Stellen der Erde nachgewiesen werden, so daß trotz anfänglich dagegensprechender Experimente an reinen Systemen es heute sicher ist, daß ultramafische Schmelzen

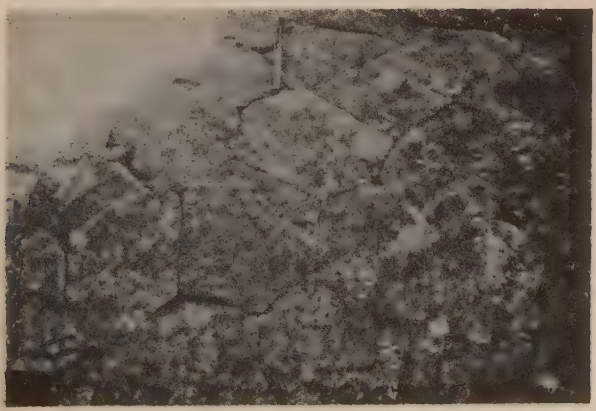


Abb. 40 Säulige Absonderung im Serpentinit von Ungava, Quebec. Aus: KILBURN et al. (1969). Die durch schnelle Abkühlung entstandene Klüftung ist ein schlagender Beweis dafür, daß heißes, ultrabasisches, mindestens teilgeschmolzenes Material existieren und auch lagergangartig in oberflächennahe Krustenbereiche intrudieren kann. Diese Möglichkeit war von vielen Petrologen lange Zeit abgestritten worden.

existieren können. Es sind inzwischen sowohl heiße Kontakte um Ultramafitite festgestellt worden (TAYLOR, 1967, ONUKI, 1965, u. a.) als auch ultramafische Lagergänge eindeutig nachgewiesen (KILBURN et al., 1969, WILSON et al. 1969). Weiter wurden unter anderem aus Cypern (SEARLE und VOKES, 1969) und aus Südafrika (FYFE, 1970, mdl. Mitt.) ultrabasische Pillowlaven beschrieben.

Zu 2. Kristallisation aus einer differenzierenden basischen Schmelze.

Diese Möglichkeit der Bildung von U. M. an der Basis von großen basischen Intrusionen ist unbestritten. Durch gravitatives Absinken der Frühkristallisate Olivin, Ortho- und Klinopyroxen sowie von Chromit, unterstützt durch Konvektionsströmungen, bildet sich am Boden der Magmenkammer eine Wechselfolge aus Dunit, Peridotit, Pyroxenit und Harzburgit. Dieser ultramafische Bodensatz wird schließlich von basischen, intermediären und sauren Gesteinen überlagert. Der Gesamtchemismus entspricht im allgemeinen einem tholeiitischen oder olivinbasaltischen Magma. Wir werden bei der Besprechung der Elbaner Ophiolitserie auf solche Kumulationsprozesse zurückkommen.

Zu 3. Ultramafitite sind der nicht aufgeschmolzene Rückstand des Oberen Erdmantels.

Wenn man von der Annahme ausgeht, daß der Obere Mantel aus Pyrolit, also aus 3 Teilen Peridotit und 1 Teil Basalt besteht, so ist anzunehmen, daß bei Ausschmelzung des basaltischen Anteils mit nachfolgender Extrusion, größere Mengen von Peridotit im Oberen Mantel zurückbleiben (v. GEHLEN, 1972). Diese Schlußfolgerung ist zweifellos berechtigt. Da aber die Basaltbildung in der Regel nicht in den allerobersten Regionen des Oberen Mantels vor sich geht, bedarf es zusätzlicher Mechanismen, diese so gebildeten Peridotite in die Kruste einzubringen. Vor allem würde man erwarten, daß auch häufiger Pyrolitmaterial auf diese Weise in die Kruste gelangte, was aber nicht der Fall ist. Immerhin

könnte bei der Bildung ozeanischer Krusten mit starker Ausweitung dieser Peridotit freigelegt werden und mit marinen Sedimenten in Kontakt kommen. Solche oder ähnliche Verhältnisse könnten für die Serpentinite der Tiefseegräben (z. B. der Tonga Trench), vielleicht auch für die Ivreazone in Betracht kommen.

Zu 4. Metasomatische Umbildung von Sedimenten.

Es ist denkbar, daß Dolomite sich unter SiO_2 - Zufuhr zu Serpentiniten umbilden können. Die Reaktionsgleichung hierfür lautet:

$$3CaMg(CO_3)_2 + 2SiO_2 + 2H_2O \text{ ---- } 3CaCO_3 + Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CO_2.$$

Diese Art von Serpentinit läßt sich aber durch den Gehalt an Spurenelementen erkennen, insbesondere an dem Fehlen von Cr, Ni und Co (FAUST et al. 1956). Am Beispiel des Reckners konnte gezeigt werden, daß auch der umgekehrte Vorgang möglich (und wahrscheinlich der häufigere) ist. Für die untersuchten Serpentinite kommt eine derartige Entstehung nicht in Betracht.

Zu 5. Bildung durch metamorphe Differentiation.

Aus Norwegen beschreibt Sørensen eine Bildung vom Ultramafititen, bes. Hornblenditen und Pyroxeniten in Glimmerschiefern, Amphiboliten und Hornblendegneisen durch metamorphe Differentiation, verbunden mit metasomatischen Prozessen. Hierbei handelt es sich aber nur um lokale Bildungen geringen Ausmaßes, die für unsere Betrachtungen ohne Belang sind und nur der Vollständigkeit halber erwähnt sein sollen.

4.4. Diskussion der Platznahmemechanismen

Zu 1. Platznahme durch Intrusion.

Sofern sich ein ultramafisches Magma bilden konnte, dürfte die Platznahme durch Intrusion, bes. in Form von Lagergängen, die gewöhnlichste sein. Mehr oder weniger stark ausgeprägte Kontakte treten hierbei auf (bei KERN, 1968 findet sich eine Liste mit einer Reihe von bisher bekannt gewordenen thermischen Kontakten um intrusive Ultramafitite). Ultramafische Intrusionen sind beschrieben von TALOR, 1967, ONUKI, 1966, KILBURN et al. 1969, WILSON et al. 1969, DUBERTRET, 1955 u. a.

Zu 2. Platznahme durch Extrusion

Die Extrusion ultramafischen Materials dürfte sehr selten sein, rezent ist sie nicht bekannt. Letzteres ist aber nicht verwunderlich, denn sie ist nur bei der Bildung einer Eugeosynklinale in größeren Ozeantiefen zu erwarten. Nur hier ist die Chance gegeben, daß ein ultramafisches Magma schnell genug aufsteigt, bevor es die frühgebildeten Olivine verliert und bevor es zu weitgehend abkühlt. Hier kann durch einen aufsteigenden Wärmekonvektionsstrom regional genügend hohe Temperaturen für die Bildung erzeugt werden und kann durch verhältnismäßig schnell aufreißende Spalten das Magma rasch genug nach oben dringen.

Anscheinend hat es Zeiten gegeben, in denen regional eine Förderung von ultramafischen Magmen möglich war. Eine solche Zeit war für den Alpenraum z. B. die oberjurassische, in die alle in dieser Arbeit behandelten Serpentinite eingestuft werden. (Für den Ochsner - Rotkopf - Serpentinit ist diese Einstufung (BAGGIO, 1970) allerdings nicht gesichert.)

Ultramafische Extrusionen werden beschrieben von BAILAY und MC CALLIEN, 1963 (aus der Türkei), RITTMANN, 1960 (Ägypten), MAXWELL und AZARROLI, 1963 (Alpen - Himalaya - Bogen), PETRASCHECK jun. 1959 (Türkei), SEARLES und VOKES, 1969 (Cypern) u. a.

Zu 3. Platznahme durch Protrusion

Der Ausdruck "Protrusion" stammt von CH. LYELL (1871) und beschreibt eine Platznahme durch gewaltsame Einquetschung eines festen Gesteinskörpers ins Nebengestein.

Man muß hierbei unterscheiden zwischen einer Bewegung als Gesamtkörper und einer Bewgung durch plastisches Fließen. Letzteres wird z. B. aus der California Coast Range beschrieben (DICKINSON, 1966), wo Serpentinit plastisch bis an die Erdoberfläche ausgequetscht wurde, allerdings remobilisiert durch heiße vulkanische Gase (Subvulkan). Dieses plastische Fließen wird verständlich durch die hohe Mobilität des Serpentinites besonders zwischen 300 und 600°C (RALEIGH und PATTERSON, 1965), da bei den dann stattfindenden Beserpentinisierungsreaktionen Wasser frei wird, das als Schmiermittel auf den Korngrenzen wirkt.

Ein plastisches Fließen ist m. E. aber nur unter ganz bestimmten Bedingungen möglich:

a) entweder durch Remobilisation, wie oben angedeutet,
b) oder an der Krustenbasis, wo alles Material sich plastisch verhält und demzufolge auch Ultramafitite in Krustenmaterial eingeschmiert werden können.
c) In höheren Krustenbereichen dürfen die umgebenden Sedimente nicht zu weich (inkompetent) sein; ein Aufdringen an die Erdoberfläche dürfte daher ein Kuriosum darstellen.
d) Plastisches Fließen geht nur über sehr geringe Strecken, da der Ultramafitit eher platt ausgewalzt als sich fortbewegen würde.

Im allgemeinen zeigen jedoch weder unserpentinisierte U. M. noch Serpentinite eine Neigung zu plastischem Fließen. Reliktminerale sind nicht zerschert, primärmagmatische Bänderung ist noch vorhanden, und es fehlen jede Art von diapirartigen Gebilden. Diese Art der Platznahme scheidet für den größten Teil der Serpentinite folglich aus.

Platznahme "en bloc".

Die von P. DE ROEVER 1957 vorgeschlagene, von verschiedenen Forschern (z. B. ROST, versch Arb.) verfochtene Hypothese der Platznahme als Gesamtkörper, würde verschiedene Phänomene zwanglos erklären, wie z, B. das Fehlen thermischer Kontakte, das Auftreten tektonischer Kontakte, den erhaltenen magmatischen Innenbau, Bänderung usw. vieler Ultramafitite.

Diese Art der Platznahme wurde und wird bisweilen heute noch als eine gezielt nach oben gerichtete Relativbewegung des U. M. zu den Nebengesteinen verstanden (Bewegung wie ein "feuchter Kern zwischen den Fingern", oder wie ein "Sack voll Linsen").

Zunächst ist es nicht möglich, bei Körpern von der Größe der Serpentinite von einer "gezielt nach oben gerichteten" Bewegung zu sprechen, denn innerhalb der Kruste überwiegen hierbei richtungslose Volumenkräfte weit über die gerichteten Gravitationskräfte, so daß höchstens eine z i e l l o s e Relativbewegung möglich ist (G. ANGENHEISTER, frdl. mdl. Mitt. 1971), die natürlich den Weg eines Ultramafitites "nach oben" erheblich verlängert.

Eine Relativbewegung in diesem Sinne ist auch für einen Einzelkörper im Bereich der Unterkruste nicht möglich, da alle Gesteine gleichmäßig plastisch reagieren. Es sind Gesteinsvermengungen nur in größerem Rahmen, in ganzen Verbänden zu erwarten. Dies ist der Typ der "Wurzelzonenperidotite".

Eine Relativbewegung in der Oberkruste wäre noch zu diskutieren. F. ROST (1971) bringt einige "Modellbeispiele der tektonischen Verschuppung" u. a. aus dem Ochsner - Rotkopf Gebiet und schließt auf "einige km" Transportweite für einzelne kleinere Serpentinitlinsen. Dagegen wurde im Kapitel über die Geologie des Ochsner - Rotkopf Gebietes (S. 9 ff) aufgezeigt, daß die ultramafischen Körper in einem ganz bestimmten Horizont auftreten, der sich dadurch auszeichnet, daß er noch primäre Faltenstrukturen zeigt und keiner ausgeprägten Schertektonik unterworfen war, daß im

Gegenteil ultramafische Bänder primär mitverfaltet sind. Ein tektonischer Transport, der über den Rahmen einer Boudinierung hinausgeht, ist hier auszuschließen. Dagegen mögen Transportvorgänge in Form submariner Rutschungen bei der Separierung dieser Körper eine Rolle gespielt haben.

Ähnliches wird von BORTOLOTTI, (1962) von Serpentiniten des Apeninns (bei Arezzo) und von LOCKWOOD, (1970) von verschiedenen Lokalitäten beschrieben und mag auch für andere Gebiete zutreffen.Dies bedeutet, daß eine vom Hauptkörper isolierte Serpentinitlinse noch nicht zwangsläufig eine tektonische Eigenbewegung erforderlich macht, sondern dies nur eine der Möglichkeiten darstellt.

Eine Hypothese von PETERS (1969) vermeidet die angesprochenen mechanischen Schwierigkeiten und erklärt das häufige Zusammenvorkommen mariner Sedimente mit basischen Vulkaniten und Ultramafititen. PETERS fordert während einer "Expansionsphase" in Oberjura und Unterkreide ein Hochwellen des Oberen Mantels unter dem Geosynklinalmeer mit gleichzeitigem basischen Vulkanismus. Dieser hochgewellte Obere Mantel bildete dann einen idealen Abscherhorizont, an dem während der folgenden Kompressionsphase Mantelmaterial in die Sedimente eingeschuppt wurden.

Abgesehen davon, daß es für dieses "Hochwellen" des Oberen Mantels kein weiteres Indiz gibt, kann die vielfach auftretende lückenlose Folge von Pillowlaven, Gabbro und Serpentinit ohne zwischengeschaltete Sedimentreste oder tektonische Kontakte nicht befriedigend erklärt werden (z. B. Ostelbaner Ophiolitserie).

Auch in dieser Hypothese muß zwangsläufig mit der Annahme gearbeitet werden, daß der alleroberste Teil des Oberen Mantels aus einer einheitlichen Peridotitschicht besteht, wofür es keinen zwingenden Grund gibt. Kein Pyrolitfragment wurde je eingeschuppt gefunden, keine Linse eines "basaltic layer".

In den in vorliegender Arbeit behandelten Gebieten fehlen zudem die "large overthrusts", die für diese Hypothese nötigen großen Überschiebungen ebenso wie die dünne ozeanische Kruste. Die Hypothese von PETERS, "die auch auf andere alpinotype Gebirgsbereiche anwendbar ist" (als auf die östlichen Schweizer Alpen) ist auf die hier beschriebenen Serpentinite nicht anwendbar.

4.5. Die Genese der untersuchten Serpentinitkörper

4.5.1. Die Genese des Ochsner - Rotkopf Serpentinites

Die ausgeprägten Differentiationserscheinungen im Ochsnerserpentinit lassen eine Kristallisation im Oberen Erdmantel von vorneherein ausschließen, ebenso eine Bildung als Residuum des Mantels im Sinne von v. GEHLEN (1972), da z. B. nach RITTMANN (1960) "in Tiefen von mehr als etwa 40 km selbst in geologischen Zeiträumen kein merkliches Absinken der Olivinkristalle möglich ist".(siehe die folgende, aus Rittmann, 1960 entnommene Tabelle).

Tiefe	Druck	Sinkgeschwindigkeit	Zeit für ein Sinken von 10 m
3,3 km	1 000 at	$2{,}1 \cdot 10^{-3}$ cm sec	etwa 55 Tage
16 km	5 000 at	$1{,}8 \cdot 10^{-5}$ cm/sec	etwa 1 Jahr 9 Monate
33 km	10 000 at	$1{,}4 \cdot 10^{-10}$ cm/sec	etwa 60 Tausend Jahre
50 km	15 000 at	$9{,}5 \cdot 10^{-15}$ cm/sec	etwa 33 Milliarden Jahre
65 km	20 000 at	$5{,}5 \cdot 10^{-21}$ cm/sec	etwa $6 \cdot 10^{15}$ Jahre

Weiter würde in größeren Tiefen ein Magmenkörper vermutlich wesentlich homogener erstarren und keine lagenweise Differentiation zeigen. Der Ochsnerserpentinit ist also innerhalb oder oberhalb der Kruste erstarrt. Die Vorstellung der Erstarrung innerhalb der Kruste wird unterstützt durch einen Vergleich mit der Muskox - Intrusion (nach IRVINE und SMITH, 1969), die eine

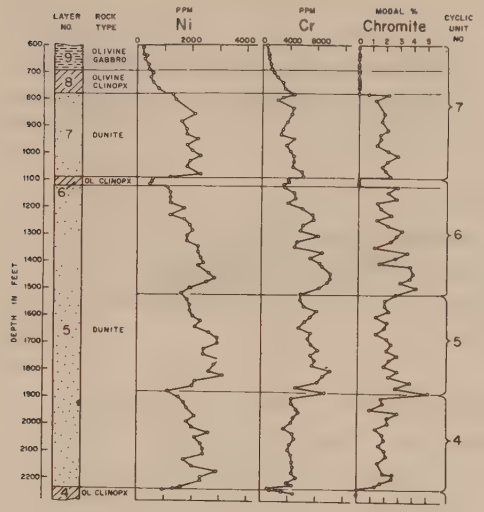


Abb. 41 Ausschnitt aus der dunitischen Basisserie der Muskox Intrusion nach IRVINE und SMITH (1969). Innerhalb der je etwa 100 - 120 m mächtigen Lagen nimmt der Nickel- und Chromgehalt (sowie der Anteil an Chromit) nach unten hin zu. Dieses Verteilungsschema ähnelt verblüffend dem aus dem Ochsner - Rotkopf serpentinit, wenn auch dort die Mächtigkeit der einzelnen Lagen mit 50 - 100 m geringer ist (vgl. Abb. 5 und 6).

sehr ähnliche Chrom- und Nickelverteilung aufzeigt, wie der Ochsnerserpentinit (Abb. 41). Beim Ochsnerserpentinit fehlen allerdings nachweisbare thermische Kontakte und die hangenden sauren Differentiate. Der geologische Bau des Nebengesteins läßt weiter auf eine gleichzeitige Entstehung mit einer definierten Gesteinseinheit (Quarzithorizont) schließen.

Der unterschiedliche Chemismus der einzelnen Lagen, die Metasomatose, die nur die oberen Partien der Lagen erfaßt hat, und das schichtgebundene Auftreten, lassen sich am widerspruchfreisten mit der Annahme einer Extrusion in verschiedenen Schüben am Meeresboden oder einer flachen Intrusion in den weichen Meeresschlamm erklären. Daß eine eingeschaltete Chlo-

ritschieferlage genau an der Grenze zweier solcher Einheiten liegt, steht ebenfalls damit in Einklang. Diese bereits 1969 vorgetragene Hypothese wurde durch die erweiterte und detailliertere Untersuchung weiter gestützt.

Da nach erfolgter Extrusion (bzw. seichten Intrusion) die obersten Partien der einzelnen Ergüsse im Kontakt mit dem Meerwasser waren, könnte eine Zufuhr von Ca und Si durch Austausch mit dem Meerwasser oder den geringmächtig auflagernden Sedimenten erfolgt sein.

Jeder anderen Entstehungshypothese würde die aufgezeigte eigentümliche Stoffverteilung größte Schwierigkeiten bereiten. Trotzdem kann eine Intrusion nicht völlig ausgeschlossen werden, da auch sie die Differentiationserscheinungen erklären könnte, wenn auch für die übrigen Phänomene zusätzliche Annahmen gemacht werden müßten. Für eine tektonische Platznahme besteht dagegen keinerlei Notwendigkeit.

Ein mögliches und schematisches Modell für den Extrusionsmechanismus im Falle des Ochsner - Rotkopf Serpentinites wird in Abb. 42 gegeben.

4.5.2 Die Genese der Ahrntaler Serpentinite

Der Ophiolitzug, zu dem die Ahrntaler Serpentinite gehören, erstreckt sich vom Pfitschtal bis ins oberste Ahrntal. Aus der strengen Horizontgebundenheit, dem häufigen Zusammenauftreten mit Orthoamphiboliten und der schichtigen Lagerungsform schlossen DE VECCHI und PICCIRILLO (1968) und BAGGIO (1969) auf eine Entstehung durch einen basischen und ultrabasischen Vulkanismus. Die ungestörten Kontakte zum Nebengestein lassen in der Tat auch keine andere Deutung zu.

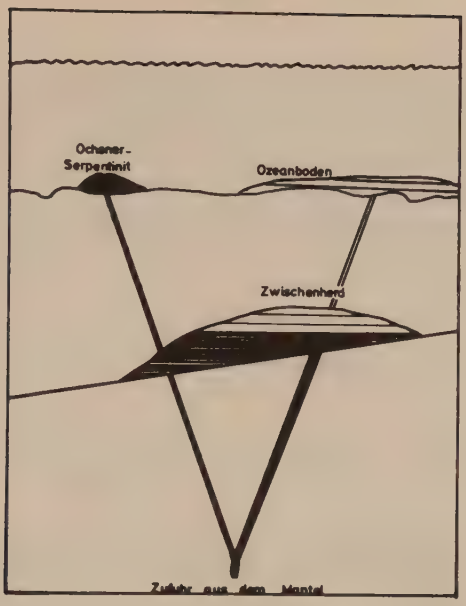


Abb. 42 Mögliches Modell der Entstehung des Ochsnerserpentinites. In einem aus dem Mantel gespeisten Zwischenherd der Kruste differenzierte ein olivinbasaltisches oder picritisches Magma. Durch eine seitlich ansetzende Spalte konnte zuerst nur ultramafisches Differentiat (eng schraffiert) in mehreren Schüben ausfließen. Der Schmelzanteil muß dabei noch verhältnismäßig hoch gewesen sein. Anschließend war es auch zur Förderung des basaltischen Anteils gekommen (weit schraffiert), der die Orthoamphibolitlagen aufbaute.

Im Gegensatz zum Ochsnerserpentinit finden sich hier aber keine Differentiationserscheinungen. Dies kann zwei Gründe haben: Entweder ist die Schmelze verhältnismäßig schnell erstarrt und es waren nicht genügend große Kristalle vorhanden, die absaigern konnten, oder der Schmelzanteil war zu gering, um Saigerungsmechanismen zuzulassen.

Da jedoch nicht anzunehmen ist, daß ein Kristallbrei mit geringen Schmelzanteilen sich über 20 km bei geringer Mächtigkeit ergießt, erscheint für die Ahrntaler Serpentinite die erste Möglichkeit zutreffender. Hierfür spricht auch die geringe Korngröße der reliktischen Minerale (max. 3 mm), die für ausgeprägte Saigerungsvorgänge nicht ausreichend war.

Die Frage, ob Lagergang oder Extrusion kann nicht geklärt werden, doch läßt die große Flächenüberdeckung und das Fehlen von einverleibten Nebengesteinsfragmenten eher an eine Effusion ultramafischen Materials denken, als an eine Lagergangintrusion, was in Einklang mit den Vorstellungen der italienischen Autoren steht.

4.5.3. Die Genese des Reckner Serpentinites

Die von KOARK (1950) vertretene Hypothese der tektonischen Platznahme des "Reckner - Geierspitz - Serpentinites" wurde von ENZENBERG (1966) zu Gunsten der einer Lagergangintrusion verworfen. Letzterer Auffassung schließe ich mich aus folgenden Gründen an:

a) Schichtförmiges Auftreten in mehreren Horizonten
b) Existenz von Schmelzanteilen neben bereits deformiertem Material (Abb. 41).
c) Metasomatisch - metamorphe Beeinflussung des Nebengesteins und der eingeschlossenen Nebengesteinsfragmente (Aegirin- und Na - Amphibolsprossung, Grammatit, Umkristallisation von Kalk zu Marmor).
d) Einströmungsgefüge im Sinne von BHATTACHARJI und SMITH, 1964 mit Anreicherung der großen Kristalle im Zentrum des Körpers.
e) Fehlen eindeutiger tektonischer Kontakte, doch gleichartige Verfaltung vom Serpentinit und Nebengestein, was auf eine prätektonische Platznahme schließen läßt.
f) Fehlen von Überschiebungen in den fraglichen Horizonten
g) Fehlende Linsenform der Serpentinite.

Die von DRESCHER - KADEN, 1969 vertretene Hypothese der metasomatischen Bildung aus Karbonatgesteinen ist durch das Vorhandensein reliktischer, magmatischer Minerale, verbunden mit einem typischen ultramafischen Chemismus nicht haltbar.

Der Mangel an ausgeprägten Differentiationserscheinungen läßt sich am Recknerserpentinit am besten mit zu geringen Schmelzanteilen in der Intrusivmasse erklären. Hierauf weisen sowohl die vertikale Verteilung der Elemente Silizium und Magnesium hin (Abb. 27), als auch die Anreicherung der größten Kristalle im Zentrum. Weiter wird diese Ansicht gestützt durch die zahlreichen Nebengesteinseinschlüsse, die zwar umkristallisiert, aber nicht verdaut worden sind. Das Nebeneinander vom Material, das wahrscheinlich durch die Einströmung deformiert worden ist, mit völlig unbeanspruchtem, das erst nach erfolgter Platznahme auskristallisierte, bildet ebenfalls eine Stütze für die Hypothese der lagergangartigen Intrusion eines ultramafischen Kristallbreies mit geringen Schmelzanteilen.

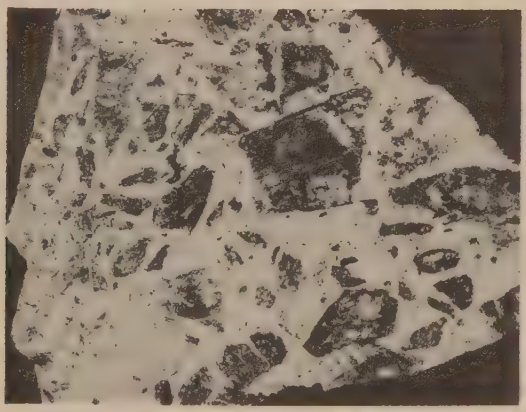


Abb. 43 Ophikalzit aus dem Recknergebiet. Massive Serpentinitlagergänge sind im Bereich ihres Auskeilens oder auch randlich brecciiert und gehen dabei in Ophikalzite über. Hierbei verdrängt Kalzit zunehmend Serpentin. An vielen Bruchstücken ist noch der ursprüngliche Umriß zu ahnen. Das Karbonat dringt in Fronten, aber auch diffus vor. Die im Bilde weiß erscheinenden Partien sind im Handstück hellgrün und bestehen aus einem Gemenge von Serpentin und Kalzit. Die schwarzen (dunkelgrünen) Partien sind noch unveränderter Serpentin.
(Etwa natürliche Größe)

Abb. 44 Teil eines ultramafischen Gängchens im Recknerserpentinit. Ein etwa 10 cm mächtiger, tektonisch völlig unbeanspruchter ultramafischer Gang durchschlägt bereits verformten Serpentinit. Diese Verformung dürfte auf eine Einströmungsdeformation eines mit nur geringen Schmelzanteilen durchsetzten Kristallbreies zurückzuführen sein, das Gängchen auf eine lokale Anreicherung noch schmelzflüssigen Materials. Schwarz: Pyroxen, weiß oder grau: Serpentin. Durch extraharte Entwicklung wurden die nur geringen Farbtonunterschiede stark übertrieben herausgearbeitet. Etwa natürliche Größe.

4.5.4. Die Genese der Ophiolitserie von Ostelba

Obwohl räumlich untrennbar untereinander verbunden, wurde die Folge Pillowlava - Gabbro - Serpentinit in den Ophiolitkomplexen der Toskana und von Elba bisher als das Ergebnis einer mehrphasigen Bildung angesehen. Sofern nicht gar ein tektonisches Modell zu Hilfe gezogen wurde, ist diese Gesteinsfolge zumeist wie folgt erklärt worden (z. B. nach RITTMANN, 1960):

Unter die zuerst ausgeflossenen Pillowlaven ist weiter basisches Magma eingedrungen, hat die Pillowlaven unterschichtet und ist

unter dem vor Wärmeabstrahlung schützenden Mantel gabbroid erstarrt. Nachfolgend ist der Bodensatz der Magmenkammer, in der das Ophiolitmagma vorher differenzierte, auch noch ausgequetscht worden. Der Olivinbrei hat sich noch unter die Gabbroschicht gelagert, er hatte nicht mehr die Kraft, die überlagernden Lavaschichten zu durchschlagen.

Die durch die geochemischen Untersuchungen aufgezeigten engen Beziehungen zwischen den drei Gesteinseinheiten lassen hingegen eine mehraktige Entstehungsdeutung nicht mehr zu. Es muß vielmehr angenommen werden, daß eine mächtige submarine Extrusion nach erfolgter Platznahme in situ differenzierte und erstarrte. Hierauf deuten die fließenden Übergänge zwischen den Serien hin (Abb. 30 - 34).

Sofort nach Beruhigung der Extrusion am Meeresboden fingen die (z. T. sicher schon mitgeführten und während des Aufstieges vordifferenzierten) Erstausscheidungen von Olivin und Pyroxen an auszusaigern; am schnellsten die schweren und schnell wachsenden Olivine, unmittelbar gefolgt von Pyroxen mit akzessorischem Chromit. Sie bildeten zusammen den basalen Peridotitkörper, der jetzt als Serpentinit vorliegt.

Die später ausgeschiedenen und langsamer sinkenden basischen Plagioklase legten sich über den peridotitischen Basiskörper. Zusammen mit Nachzüglern der Pyroxene und etwas akzessorischem Chromit bilden sie die Gabbroschicht. Im höheren Teil dieser Gabbroschicht kann lokal Pyroxen fehlen so daß sich eine reine Anorthositlage ausbilden konnte.

Als die Bildung dieser Serie abgeschlossen war, hatte sich die Viskosität der Restschmelze bereits so weit erhöht (durch Abkühlung, Änderung des Chemismus und Entgasung), daß die Bildung weiterer Lagen nicht mehr zustande kam und das Restmagma einheitlich erstarrte.

Die Saigerungsprozesse müssen hierbei im Verhältnis zur Abkühlungsgeschwindigkeit sehr schnell erfolgt sein, denn sonst wäre eine so vollständige Trennung nicht möglich gewesen.

Da man annehmen darf, daß Laven, die untermeerisch in größeren Tiefen erumpieren, auf Grund der kürzeren Wegstrecke noch verhältnismäßig heiß sind (1200°C und darüber) und auch schneller extrudieren, ist ein Zustandekommen von schnellen Saigerungsprozessen gut denkbar. Die Abkühlung der Lava dauert dagegen lange. So wurden von SKINNER und DALLAS (1969) in einem nur 16 m mächtigen Lavafluß auf Hawaii, der eine Ausgangstemperatur von 1140°C besaß, nach 13 Monaten noch Temperaturen bis maximal 980°C gemessen.

Demgegenüber stehen Überlegungen über Saigerungsgeschwindigkeiten. Ein olivinbasaltisches (also etwa der Durchschnittszusammensetzung des untersuchten Ophiolitkörpers entsprechendes) Magma mit der durchschnittlichen Dichte von d = 2.9 g/cm^2 hat bei 1200°C eine Viskosität von etwa 500 poise (Werte nach RITTMANN, 1960). Die Sinkgeschwindigkeiten von Olivin und Pyroxen lassen sich dann (bei angenommener Kugelgestelt der Kristalle) nach dem Stoke'schen Gesetz berechnen.

Forsteritreicher Olivin mit der Dichte d ≙ 3.3 und 1 cm Durchmesse sinkt danach um 150 m/Tag ab, bei 1 mm Durchm. um 1.5 m/Tag. Augit mit der Dichte 3.2 und 1 cm Durchmesser sinkt um 113 m/Tag, bei 1 mm Durchm. um 1.1 m/Tag.

Beim Ausscheiden von Plagioklas ist das Magma schon weniger basisch geworden und auch etwas kühler, so daß andere Werte angenommen werden müssen. Nach WAGER und BROWN (1968) betragen die Sinkgeschwindigkeiten von Plagioklas in einem normalbasaltischen Magma bei einer Viskosität von 3000 poise und einer Dichte von 2.58 bei 1 cm Durchmesser 6 m/Tag, für 1mm Durchmesser nur noch 6 cm/Tag.

Diese Überschlagsrechnungen zeigen, daß die Sinkgeschwindigkeiten für Olivin und Pyroxen im Bereich von mehreren Metern pro Tag liegen, bei größeren Kristallen sogar noch mehr. Dies spielt besonders eine Rolle für die schon bei der Effusion vorhandenen Frühausscheidungen, die sofort ihren Sinkprozess beginnen konnten, da für sie nicht erst langsam wachsende Kristallkeime gebildet werden mußten. Der Sinkgeschwindigkeit von m/Tag steht das Vordringen der Abkühlungsfront von weniger als 30 cm/Tag gegenüber.

Plagioklas kann nur dann merklich absinken, wenn seine Korngröße wesentlich über 1 mm hinausgeht. Die Gabbroschicht, die durch Anreicherung der abgesunkenen Plagioklase entstanden ist, besteht demzufolge auch nur aus verhältnismäßig grobkörnigen basischen Feldspäten, die schon früh gebildet worden sind und deren Korngröße meist mehr als 1 cm beträgt.

In dem durch Kissenlavastrukturen eindeutig als submarin extrusiv belegten Ophioltkomplex von Ostelba finden sich Erscheinungen, die am besten mit "layering" und "cryptic layering" bezeichnet werden können, Ausdrücke, die aus der Geologie der "layered intrusions", der großen, gebänderten Intrusionen stammen und für die es leider keinen gängigen deutschen Ausdruck gibt. Mit layering wird eine magmatische Bankung oder Schichtung bezeichnet, die durch Akkumulation frühausgeschiedener Kristalle entsteht, die in der leichteren Schmelze absinken. Durch mehr oder weniger schlagartigen Wechsel der Mineralgesellschaft kommen verschieden zusammengesetzte Bänke übereinander zu liegen, oftmals in engem Wechsel und mehrfacher Wiederholung. ("rhythmic layering").

Cryptic layering hingegen bezeichnet einen nicht mit bloßem Auge sichtbaren Wechsel im Chemismus und in der Zusammensetzung der Mischkristalle.

Der Ophiolitkomplex von Ostelba ist ebenfalls in "layers" untergliedert: Peridotit - Gabbro - Anorthosit - Diabas. Eine mehrmalige Wiederholung einzelner Lagen ist wegen des verhältnismäßig geringen Volumens nicht zu erwarten. Wegen der extrusiven Platznahme und der damit verbundenen verhältnismäßig schnellen Abkühlung ist auch eine weitergehende Differentiation von basisch nach sauer unterblieben.

Durch die Vertikalprofile der Elementverteilung und der normativen Mineralzusammensetzung wird das "cryptic layering" aufgezeigt, das durch die nachträgliche Veränderung (Spilitisierung, Uralitisierung, Bastitisierung und Serpentinisierung) mineralogisch nicht mehr faßbar ist.

Man könnte den Ophiolitkomplex demnach als eine "layered extrusion" oder geschichtete Extrusion bezeichen.

Mit der Genese dieser Ophiolitserie dürfte ein sehr wichtiger Entstehungsmechanismus für Ultramafitite der Kruste aufgezeigt worden sein. Sämtliche Schwierigkeiten einer tektonischen oder einer rein ultrabasisch - magmatischen Deutung entfallen ebenso wie die Frage nach Kontaktphänomenen, da solche bei einer extrusiven Platznahme am Meeresboden kaum zu erwarten sind. Ultramafitite können auf diese Weise in großem Stile in die Kruste eingebracht werden. Im Rahmen einer späteren Gebirgsbildung ist es dabei möglich, daß durch tektonische Vorgänge der ursprüngliche Zusammenhang von Basit zu Ultrabasit verloren geht, aber eine räumliche Nähe noch vorhanden ist (z. B. im Großglocknergebiet).

Der größte Teil der schichtigen und mit Metabasiten vergesellschafteten Serpentinite des Penninikums und der Toskana könnte mit diesem Modell zwanglos erklärt werden, ebenso die Erscheinungen der "Steinmann Trinität".

Literatur

BAILEY, E.B. & MC CALLIEN, W.J. (1953): Serpentine lavas, the Ankara mélange and the Anatolian thrust. - Roy. Soc. Edinburgh Trans. 62, 403 - 441.

BAGGIO, P. et al. (1969): Note illustrative della Carta geologica d'Italia, Foglio 1, Passo del Brennero & Foglio 4a Bressanone - Padua, 1969.

BHATTACHARJI, S. & SMITH, C.H. (1964): Flowage differentiation - Science, 145, 150 - 153.

BHATTACHARJI, S. (1966): Experimental model studies of Intrusion of alpine-type dunites and peridotite-gabbro complexes. - Ann. Meet. GSA, Progr., 17.

BODECHTEL, J. (1960): Zur Geologie von Ost - Elba. - Diss. München.

BÖTTCHER, W. (1967): Die Verteilung der Hauptelemente Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na und K bei der fraktionierten Kristallisation eines basaltischen Magmas, untersucht am Beispiel der Tiefengesteine des Troodos - Komplexes der Insel Zypern.- Diss. T. H. Clausthal

BOWEN, N.L. & SCHAIRER, J.F. (1935): The system MgO - FeO - SiO_2. - Amer. J. Sci. 29, 151 - 217.

BOWEN, N.L. & TUTTLE, O.F. (1949): The system MgO - SiO_2 - H_2O. - Bull. Geol. Soc. Amer. 60, 439 - 460.

BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. - Birkhäuser Verlag, Basel & Stuttgart

BURRI, C. & NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Teil 1. Schweizer Spiegel Verlag, Zürich

CHRISTA, E. (1931): Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen (mit geol. Karte 1 : 15 000). - Jb. Geol. B. Anst. Wien, 81.

CHALLIS, G.A. (1965): The origin of New Zealand ultramafic intrusions. - J. Petrol. 6. 322 - 364.

DICKINSON, W.R. (1966): Table mountain serpentinite extrusion in California coast ranges. - Geol. Soc. Amer. Bull. 77, 451-472.

DMITRIYEV, L.V. (1969): Origin of the ultrabasic rocks im the rift - zones of the Indian Ocean Ridge. - Geochemistry internat. 6, 923 - 931.

DRESCHER - KADEN, F.K. (1969): Granitprobleme - Akademie Verlag, Berlin.

DUBERTRET, L. (1955): Geologie des roches vertes du nord - ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). - Notes et Mém. sur le Moyen Orient 6, Paris.

ENZENBERG, M. (1967): Die Geologie der Tarntaler Berge. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 17, 5 - 50 (mit geol. Karte 1 : 10 000).

FAUST, G.T., MURATA, K.J. & FAHEY, J.J. (1956): Relation of minor element content of serpentines to their geological origin. - Geochim. Cosmochim. Acta 10, 316 - 320.

FAUST, G.T. & FAHEY, J.J. (1962): The serpentine group minerals. - U. S. Geol. Survey Prof. Paper 384 A.

FISCHER, G. & NOTHHAFT, J. (1954): Natronamphibol- (Osannit-) Aegirinschiefer in den Tarntaler Bergen. - Tscherm. Min. Petr. Mitt. 3. Folge 4, 396 - 419.

FISCHER, R.L. & ENGEL, C.G. (1969): Ultramafic and basaltic rocks dredged from nearshore flank of the Tonga Trench. - Geol. Soc. Amer. Bull. 80, 1373 - 1378.

FRÖHLICH, F. (1960): Beitrag zur Geochemie des Chroms. - Geochim. Cosmochim. Acta 20, 215 - 240.

FYFE, W.S. & CLARC, R.H. (1961): Ultrabasic liquids. - Nature 191, 158 - 159.

GANSSER, A. (1959): Außeralpine Ophiolitprobleme. - Eclogae Geologicae Helvetiae 52, 659 - 680.

GASS, J.G. (1958): Ultrabasic pillow lavas from Cyprus. - Geol. Mag. 95, 241 - 251.

HARTMANN, E. (1913): Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern. - Jb. Geol. R. Anst. Wien 63, 207-342.

HAYDN, R. (1971): Tektonisch - geochemische Untersuchungen in der Greiner Schieferserie (Oberer Zemmgrund, Zillertal/ Tirol). unveröff. Dipl. arb. 1971.

HILLER, K. (1972): Geologische Untersuchungen im Gebiet Schwarzsee - Mörchnerscharte (Oberer Zemmgrund, Zillertal/Tirol). Dipl. Arb. München, in Vorbereitung.

ITO, K. & KENNEDY, G.C. (1967): Melting and phase relation in a natural peridotite to 40 kb. - Am. J. Science 265, 519 - 538.

JACKSON, E.D. (1967): Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke and Bushveld intrusions. - In: P.J. WYLLIE (Editor): Ultramafic and related rocks. Wiley, New York N. J. 20-32

JUNG, D. & SCHULZ, H. (1965): Beschreibung von Algol Programmen zur Berechnung von NIGGLI - Werten und der CIPW - Norm. - N. Jb. Miner. Abh. 103, 256 - 272.

KERN, H. (1968): Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Chroms und zur Mikroskopie und Genese der Chromerze. - Clausthaler Hefte z. Lagerst. kde u. Geochem. d. Min. Rohst. 6, 236 S.

KILBURN, L.C., WILSON, H.D.B., GRAHAM, A.R. et al. (1969): Nickel sulfide ores related to ultrabasic intrusions in Canada. - In: H.D.B. WILSON (Editor), Magmatic Ore Deposits (A symposium). Economic Geol. Monogr. 4, 276 - 293.

KLEMM, D.D., LAMMERER, B. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1971): Quantitative Gesteinsanalyse mit der Elektronen - Mikrosonde. - Beitr. elektronenmikroskop. Direktabb. Oberfl. 4/2, 211 - 220.

KLEMM, D.D. & LAMMERER, B. (1972): Geochemische Untersuchungen an alpinen Ultramafititen. - In: - Forschungsbericht "Unternehmen Erdmantel" der Deutschen Forschungsgemeinschaft, F. Steiner Verlag, Wiesbaden, 285 - 288.

KOARK, H.J. (1950): Die Serpentine des Ochsners (Zillertal) und des Reckners (Tarntal) als Beispiele polymetamorpher Fazies verschiedener geologischer Stellung. - N. Jb. Miner. Abh. 81, 399 - 473.

LAMMERER, B. (1969): Geochemische Untersuchungen an Serpentiniten des Ochsner - Rotkopf - Massives (Oberer Zemmgrund) und des Ahrntales (Südtirol). Dipl. arb. München, unveröff.

LOCKWOOD, J.P. (1971): Sedimentary and gravity - slide emplacement of serpentinite. - Geol. Soc. Amer. Bull. 82, 919 - 936.

LYELL, Ch. (1871): The student's elements of Geology. - Harper & Bros. New York, N. J.

MAXWELL, J.C. & AZZAROLI, A. (1962): Submarine extrusion of ultramafic magma. - Geol. Soc. Amer. Spec. Papers 73, 203 - 204.

MOORE, J.G. (1965): Petrology of deep - sea basalt near Hawaii. - Am. J. of Science, 263, 40 - 52.

ONUKI, H. (1965): Petrochemical research on the Horoman and Miyamori ultramafic intrusives, northern Japan. Sci. Rept. Tohoku Univ., Third Ser., 9, 217 - 276.

ONUKI, H. (1966): On the iron-rich peridotites in the Kanto - mountains.- J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol. 55, 39 - 47.

PETERS, Tj. (1969): Rocks of the alpine ophiolitic suite. Tektonophysics, 7, 507 - 509.

PETRASCHECK, W.E. jr. (1959): Intrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus im alpinotypen Bereich. - Geol. Rundschau 48, 205 - 217.

RALEIGH, C.B. & PATERSON, M.B. (1965): Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. - J. Geophys. Res. 70, 3965 - 3985.

REED, S.J.B. (1970): The analysis of rocks in the elektron probe. - Geochim. Cosmochim. Acta 34/3, 416 - 421.

RITTMANN, A. (1958): Geosynklinal volkanism, ophiolites, and barramya rocks. - Egyptian Jour. Geol. 2, 61 - 66.

RITTMANN, A. (1960): Vulkane und ihre Tätigkeit. - F. Enke Verlag Stuttgart.

De ROEVER, P. (1957): Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? Geol. Rundschau 46, 137 - 146.

ROST, F. (1967): Zur faziellen Einstufung österreichischer Peridotite. - Mitt. Blatt Joanneum Graz, Abt. Min. 1/2, 92 - 98.

ROST, F. (1971): Probleme der Ultramafitite. - Fortschr. Miner. 48, 54-68.

ROST, F. (1971): Die alpinotypen Ultramafitite und ihre Bedeutung für den Tiefgang der alpinen Orogenese. - Verh. Geol. B.-Anst. Wien 1971/2, 266 - 286.

RUCKLIDGE, J. C. (1967): A computer program for processing microprobe data. - J. Geol., 75, 126.

SEARLE, D.L. & VOKES, F.M. (1969): Layered ultrabasic lavas from Cyprus. - Geol. Mag. 106/6, 515 - 530.

SEIFERT, F. & SCHREYER, W. (1967): Die Möglichkeit der Entstehung ultrabasischer Magmen bei Gegenwart geringer Alkalimengen. - Geol. Rundschau 57, 349 - 362.

SKINNER, B.J. & DALLAS, L. (1969): An immiscible sulfide melt from Hawaii. - In: H.D.B. WILSON (Editor), Magmatic Ore Deposits (A Symposium). Economic Geol. Monogr. 4, 310 - 322.

STEINMANN, G. (1927): Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. - C.R. XIV^{me} Congr. géol. internat. 1926 Fasc. II Madrid (1927), 637 - 667.

TAYLOR, H.P. (1967): The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska. - In: P.J.WYLLIE (Editor), Ultramafic and Related Rocks. Wiley, New York, N. J. 97 - 121.

Den TEX, E. (1969): Origin of ultramafic rocks, their tectonic settling and history: A contribution to the diskussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P.J. WYLLIE. - Tectonophysics 7, 457 - 488.

TUREKIAN, K.K. & CARR, M.H. (1960): The geochemistries of Chromium, Cobalt, and Nickel. - Rep. 21. Sess. Int. Geol. Congr. Norden Part 1, 14 - 26.

De VECCHI, G. & PICCIRILLO, E. (1968): Le ofioliti mesozoiche associate ai calcescisti negli alti tauri sud - occidentali. - Mem. Museo Trid. Sc. Nat. 17/1, 47 S.

WAGER, L.R. & BROWN, G.M. (1968): Layered Igneous Rocks. - Oliver & Boyd, Edinburgh and London.

WEDEPOHL, K.H. (1963): Die Untersuchung petrologischer Probleme mit geochemischen Methoden. - Fortschr. Miner. 41, 99 - 121.

WILSON, H.D.B. et al. (1969): Geochemistry of some Canadian Nickeliferous Ultrabasic Intrusions. - In: H.D.B. WILSON (Editor), Magmatic Ore Deposits (A Symposium). Economic Geol., Monogr. 4, 294 - 309.

WYLLIE, P.J. (1967): Ultramafic and Related Rocks. - Edition J.P. WYLLIE, Wiley, New York, N. J.

WYLLIE, P.J. (1969): The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. - Tectonophysics, 7, 437 - 455.

WYLLIE, P.J. (1970):Ultramafic rocks and the upper mantle. - Min. Soc. Amer., Spec. Paper 3, 3 - 32.

Tabellen - Anhang

Erläuterung der Abkürzungen in den Tabellen

SUM	Gewichtssumme der Analyse, bezogen auf wasserfreies Gestein	
H_2O^-	Haftwasser, bezogen auf ursprüngliches Gesteinsgewicht	
G.V.	Glühverlust, überwiegend H_2O^+, in einigen Fällen auch CO_2. Angabe bezogen auf ursprüngliches Gesteinsgewicht	
SI AL FM C ALK	NIGGLI - Hauptkennwerte si, al, fm, c, alk	
OR	normativer Kalifeldspat	
AB AN	normativer Plagioklas mit den Komponenten	Albit Anorthit
WO EN CPX FS	normativer Klinopyroxen m. d. Komponenten	Wollastonit Enstatit Ferrosilit
EN FS OPX	normativer Orthopyroxen m. d. Komponenten	Enstatit Ferrosilit
FO FA	normativer Olivin m. d. Komponenten	Forsterit Fayalit
*	Wert weicht stark vom Standard ab und ist weniger vertrauenswürdig	
**	Bildung von CIPW - Norm ist nicht möglich	

Die normativen Angaben beziehen sich auf die CIPW - Norm und sind in Gewichtsprozent angegeben.

Die Angaben für Eisen beziehen sich immer auf Gesamteisen.

	A 1	A 2	A 3	A 4	A 5	A 6	A 7	A 8	A 9	A 10
SiO_2	54.1	46.1	44.7	40.8	53.1	49.8	44.9	42.3	44.5	42.5
AL_2O_3	2.8	4.2	3.7	1.5	2.7	3.1	2.3	4.0	2.6	2.1
FE_2O_3	5.6	8.8	9.0	11.8	5.8	8.7	11.8	13.1	11.2	11.2
MGO	15.2	39.4	40.7	44.2	18.4	24.2	38.9	38.4	40.1	40.6
CAO	22.0	0.84	0.12	0.15	20.2	13.9	0.01	0.62	0.60	1.90
NA_2O	0.01	0.01	0.05	0.14	0.05	0.04	0.02	0.05	0.05	0.03
K_2O	0.01	-	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.14	0.08
TIO_2	0.02	0.05	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.05	0.02
MNO	0.12	0.08	0.07	0.17	0.08	0.07	0.10	0.10	0.11	0.12
CR_2O_3	0.47	0.72	0.98	1.15	0.56	0.82	1.03	1.14	0.46	0.70
NIO	0.04	0.14	0.25	0.23	0.04	0.05	0.15	0.09	0.04	0.17
SUM	100.37	100.34	99.61	100.19	100.98	100.73	99.26	99.82	99.85	99.42
H_2O^-	0.13	0.30	0.32	0.32	0.14	0.20	0.33	0.28	0.33	0.21
G.V.	1.36	11.02	11.20	5.85	2.20	4.79	10.06	10.60	11.92	8.92
SI	103.52	67.03	63.99	53,64	96.31	83.81	65.72	60.21	63.02	58.69
AL	3.16	3.60	3.12	1.16	2.89	3.08	1.98	3.36	2.17	1.71
FM	51.70	95.08	96.61	98.44	57.75	71.77	97.95	95.62	96.72	95.37
C	45.11	1.31	0.18	0.21	39.26	25.07	0.02	0.95	0.91	2.81
ALK	0.03	0.01	0.09	0.19	0.11	0.09	0.05	0.08	0.20	0.11
AN	7.56	4.16	0.59	0.74	7.08	8.22	0.05	3.07	2.97	5.36
WO	42.42	-	-	-	38.90	25.37	-	-	-	1.70
EN CPX	30.75	-	-	-	28.97	18.55	-	-	-	1.29
FS	7.76	-	-	-	6.10	4.43	-	-	-	0.24
EN OPX	7.10	34.72	31.06	6.47	10.35	13.99	32.54	20.09	24.15	11.32
FS	1.79	5.16	4.59	1.16	2.18	3.34	6.58	4.59	4.52	2.10
FO	-	44.42	49.25	72.58	4.56	19.42	45.07	52.93	53.04	62.00
FA	-	7.27	8.01	14.32	1.06	5.11	10.05	13.31	10.92	12.66

	A 11	A 12	A 13	A 14	A 15	A 16	A 17	A 18	A 19	A 20
SiO_2	36.6	43.7	43.5	45.8	44.5	46.1	40.5	42.6	48.5	47.6
AL_2O_3	11.1	1.6	1.3	1.6	2.4	1.8	1.3	2.0	2.3	2.6
FE_2O_3	15.7	9.4	9.4	7.9	11.4	13.1	15.0	14.2	9.6	8.2
MGO	36.4	43.2	42.6	35.3	37.2	27.1	38.8	39.7	24.5	25.9
CAO	0.05	0.66	1.33	7.61	3.60	11.6	2.8	0.81	14.2	14.4
NA_2O	0.03	0.03	0.01	0.04	0.04	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02
K_2O	0.11	0.07	0.08	0.10	0.15	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04
TIO_2	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
MNO	0.07	0.05	0.09	0.09	0.14	0.15	0.12	0.12	0.09	0.13
CR_2O_3	0.64	0.62	0.75	0.99	0.42	0.42	1.89	0.36	0.46	0.62
NIO	0.09	0.18	0.25	0.13	0.11	0.08	0.16	0.10	0.05	0.05
SUM	100.81	99.55	99.32	99.61	99.93	100.41	100.65	99.92	99.77	99.58
H_2O^-	0.66	0.57	0.51	0.47	0.45	0.40	0.44	0.47	0.43	0.34
G.V.	10.80	10.5	9.6	8.9	9.5	4.3	9.6	9.6	3.4	4.5
SI	50.28	59.65	59.65	67.50	64.00	72.13	55.45	59.15	80.31	76.89
AL	8.99	1.29	1.05	1.39	2.03	1.66	1.05	1.64	2.25	2.48
FM	90.80	97.65	96.91	86.44	92.22	78.82	94.80	97.15	72.50	72.53
C	0.07	0.97	1.95	12.07	5.55	19.45	4.11	1.19	25.20	24.93
ALK	0.14	0.10	0.08	0.15	0.19	0.08	0.04	0.02	0.06	0.07
AN	0.25	3.27	3.26	3.89	5.92	4.69	3.48	3.97	6.09	6.88
WO	-	-	1.39	14.14	4.98	22.08	4.38	-	26.88	26.98
EN CPX	-	-	1.08	10.96	3.72	15.30	3.16	-	19.37	20.03
FS	-	-	0.16	1.65	0.77	4.97	0.82	-	5.06	4.29
EN OPX	7.83	18.33	15.95	9.62	15.05	3.96	2.35	16.42	8.10	2.88
FS	2.25	2.66	2.37	1.45	3.10	1.29	0.61	3.94	2.11	0.62
FO	58.02	62.53	62.39	47.17	51.75	33.79	63.84	57.76	23.50	29.14
FA	18.33	10.01	10.21	7.84	11.72	12.09	18.23	15.25	6.67	6.87

	A 21	A 22	A 23	A 24	A 25	A 26	A 27	A 28	A 29	A 30
SiO_2	46.5	41.7	44.4	49.1	50.6	45.3	46.1	44.1	47.5	45.3
AL_2O_3	2.2	1.3	11.0	1.7	4.0	2.2	2.0	2.0	3.5	2.2
FE_2O_3	8.4	11.6	9.4	6.9	4.6	8.6	5.6	10.5	8.5	11.8
MGO	36.9	43.3	16.3	26.4	20.8	41.8	44.4	40.0	30.8	35.3
CAO	5.1	0.21	17.3	15.9	19.0	0.57	0.16	0.79	8.9	4.0
NA_2O	0.04	0.01	0.05	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04
K_2O	0.01	0.02	0.63	0.02	0.06	0.20	0.01	0.01	0.45	0.09
TIO_2	0.02	0.01	0.55	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
MNO	0.19	0.11	0.08	0.10	0.20	0.10	0.10	0.11	0.11	0.17
CR_2O_3	0.43	0.84	0.05	0.49	0.37	0.46	0.77	1.05	0.35	0.27
NIO	0.22	0.27	0.04	0.07	0.13	0.23	0.34	0.45	0.08	0.09
SUM	100.01	99.37	99.08	100.73	99.72	99.49	99.51	99.02	100.23	99.28
H_2O^-	0.46	0.50	0.23	0.19	1.15	0.42	0.55	0.50	0.37	0.46
G.V.	8.88	7.61	3.99	4.53	3.17	9.86	10.83	9.85	8.12	7.63
SI	68.07	56.10	77.93	78.32	88.30	63.93	64.20	63.29	73.84	67.32
AL	1.90	1.03	11.44	1.60	4.11	1.83	1.64	1.69	3.21	1.93
FM	90.04	98.64	55.23	71.16	60.26	97.11	98.10	97.08	81.51	91.56
C	8.00	0.30	32.54	27.17	35.53	0.86	0.24	1.21	14.82	6.37
ALK	0.07	0.03	0.79	0.07	0.10	0.19	0.02	0.01	0.46	0.14
AN	5.79	1.04	28.08	4.44	10.64	2.83	0.79	3.92	8.17	5.55
WO	8.15	-	17.01	31.09	34.92	-	-	-	15.03	5.97
EN CPX	6.30	-	11.50	23.70	27.10	-	-	-	11.38	4.40
FS	0.98	-	4.21	4.16	4.04	-	-	-	2.12	0.99
EN OPX	19.90	13.11	-	1.52	3.93	26.78	32.81	25.17	12.66	19.67
FS	3.09	2.35	-	0.27	0.59	3.68	2.77	4.46	2,36	4.42
FO	46.03	66.36	20.38	28.40	14.55	54.16	54.48	52.15	36.90	44.72
FA	7.88	13.08	8.21	5.49	2.39	8.19	5.07	10.17	7.58	11.07

	0 1	0 2	0 3	0 4	0 5	0 6	0 7	0 8	0 9	0 10
SIO_2	47.3	44.9	44.5	44.8	45.1	43.2	44.3	40.3	39.1	41.9
AL_2O_3	1.4	1.3	3.5	2.9	1.1	1.3	3.6	0.9	0.7	1.1
FE_2O_3	7.1	8.1	10.3	8.6	9.0	8.9	5.5	11.2	10.6	9.9
MGO	30.1	41.4	35.1	41.2	42.6	43.9	45.1	44.6	46.3	46.1
CAO	12.3	2.2	4.6	0.82	0.62	0.83	0.57	0.50	0.52	0.24
NA_2O	-	0.03	-	0.01	0.07	0.02	0.03	0.06	0.07	0.01
K_2O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
TIO_2	0.05	0.03	0.03	0.06	0.04	0.06	0.03	0.01	0.05	0.03
MNO	0.09	0.21	0.16	0.10	0.11	0.03	0.07	0.09	0.14	0.18
CR_2O_3	0.49	0.54	1.00	0.59	0.58	0.60	0.31	1.21	0.80	0.93
NIO	0.16	0.36	0.31	0.19	0.16	0.29	0.16	0.31	0.41	0.30
SUM	99.10	99.07	99.52	99.28	99.40	99.15	99.69	99.24	98.71	100.73
H_2O^-	0.21	0.26	0.30	0.26	0.27	0.28	0.30	0.23	0.23	0.31
G.V.	6.5	9.2	8.4	10.8	9.9	9.2	11.6	6.3	3.8	6.6
SI	73.48	63.12	66.19	63.52	62.86	58.51	60.02	52.91	50.05	54.29
AL	1.28	1.08	3.07	2.42	0.90	1.04	2.88	0.70	0.53	0.84
FM	78.23	95.57	89.58	96.31	98.06	97.71	96.24	98.51	98.66	98.86
C	20.47	3.31	7.33	1.25	0.93	1.20	0.83	0.70	0.71	0.29
ALK	0.01	0.04	0.02	0.02	0.11	0.04	0.06	0.09	0.10	0.01
AN	3.79	3.41	9.49	4.06	2.63	3.40	2.83	2.13	**	1.04
WO	23.90	3.13	5.57	-	0.19	0.30	-	0.15		-
EN CPX	18.41	2.46	4.18	-	0.15	0.24	-	0.11		-
FS	2.95	0.33	0.83	-	0.02	0.03	-	0.02		-
EN OPX	5.72	20.76	17.15	27.22	24.66	15.94	23.15	3.96		9.79
FS	0.92	2.77	3.40	3.77	3.49	2.14	1.72	0.67		1.42
FO	35.61	55.97	46.30	52.81	56.95	65.26	62.47	74.97		73.57
FA	6.28	8.22	10.11	8.07	8.88	9.63	5.11	13.96		11.74

	0 11	0 12	0 13	0 14	0 15	0 16	0 17	0 18	0 19	0 20
SIO_2	44.1	37.7	41.2	48.6	46.8	42.8	38.2	47.1	42.0	43.3
AL_2O_3	1.9	1.0	1.0	2.0	3.0	1.8	1.4	3.6	1.4	2.2
FE_2O_3	8.2	15.1	12.0	8.3	8.2	11.9	20.7	8.8	13.9	13.5
MGO	44.6	44.4	43.7	26.5	31.5	40.6	36.9	31.1	40.4	34.3
CAO	0.11	0.01	0.17	13.2	9.86	0.48	0.30	9.08	0.12	4.27
NA_2O	0.07	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K_2O	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
TIO_2	0.02	0.03	0.04	0.07	0.07	0.01	0.04	0.03	0.01	0.02
MNO	0.06	0.23	0.10	0.15	0.15	0.11	0.20	0.10	0.08	0.12
CR_2O_3	0.43	1.13	0.71	0.55	0.41	0.83	0.83	0.51	0.88	0.59
NIO	0.28	0.36	0.23	0.13	0.08	0.19	0.19	0.11	0.21	0.13
SUM	99.78	100.01	99.20	99.48	100.09	98.74	98.75	100.46	99.02	98.46
H_2O^-	0.40	0.68	0.49	0.31	0.37	0.29	0.38	0.24	0.50	0.34
G.V.	10.6	6.3	6.4	4.6	6.6	9.6	8.7	6.9	11.3	8.6
SI	59.58	48.10	54.89	79.38	71.33	60.30	52.02	72.56	58.57	43.30
AL	1.51	0.75	0.79	1.93	2.70	1.49	1.15	3.27	1.16	1.93
FM	98.23	99.19	98.92	74.96	81.18	97.76	98.40	81.71	98.64	91.24
C	0.16	0.01	0.24	23.10	16.10	0.72	0.45	14.99	0.18	6.80
ALK	0.10	0.05	0.06	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03
AN	0.55	**	0.84	5.42	8.11	**	**	9.71	0.59	5.90
WO	-		-	25.08	17.04			14.75	-	6.38
EN CPX	-		-	18.66	12.99			11.14	-	4.59
FS	-		-	3.95	2.28			2.11	-	1.21
EN OPX	21.61		10.20	11.02	9.95			14.06	17.76	13.80
FS	2.66		1.87	2.33	1.74			2.66	4.08	3.65
FO	62.68		69.10	25.44	38.88			36.60	58.05	46.96
FA	8.50		13.96	5.94	7.51			7.63	14.68	13.68

	0 21	0 22	0 23	0 24	0 25	0 26	0 27	0 28	0 29	0 30
SIO_2	45.0	41.3	43.0	43.3	40.3	45.6	47.5	45.7	45.1	45.6
AL_2O_3	2.4	2.2	2.5	2.5	1.3	3.0	1.4	2.3	2.8	1.3
FE_2O_3	10.7	16.9	11.5	11.5	15.4	8.8	11.6	7.1	10.3	14.2
MGO	37.9	38.1	40.8	40.7	40.2	38.8	24.1	43.8	37.3	37.1
CAO	2.88	0.02	0.60	0.52	0.25	2.56	15.3	0.26	4.05	1.38
NA_2O	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01
K_2O	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
TIO_2	0.03	0.01	0.02	0.04	0.07	0.07	0.04	0.00	0.00	0.08
MNO	0.08	0.14	0.11	0.11	0.12	0.13	0.19	0.07	0.11	0.13
CR_2O_3	0.46	1.01	0.67	0.66	1.03	0.71	0.73	0.48	0.29	0.59
NIO	0.19	0.12	0.15	0.17	0.18	0.18	0.09	0.15	0.18	0.18
SUM	99.67	99.83	99.38	99.41	98.89	99.88	100.98	99.91	100.15	100.59
H_2O^-	0.18	0.20	0.20	0.19	0.18	0.20	0.17	0.21	0.26	0.20
G.V.	9.2	10.0	9.7	10.4	9.1	9.9	4.3	11.0	11.3	9.7
SI	65.12	58.20	59.94	60.57	55.43	66.01	76,59	63.15	64.92	66.78
AL	2.05	1.83	2.05	2.06	1.05	2.56	1.33	1.87	2.38	1.12
FM	93.45	98.10	97.01	97.15	98.53	93.43	72.19	97.68	91.35	96.81
C	4.47	0.03	0.90	0.78	0.37	3.97	26.43	0.38	6.26	2.04
ALK	0.03	0.05	0.04	0.01	0.05	0.04	0.04	0.06	0.02	0.03
AN	6.44	0.10	2.97	2.58	1.24	8.06	3.70	1.29	7.56	3.44
WO	3.28	-	-	-	-	1.93	30.16	-	5.23	1.26
EN CPX	2.48	-	-	-	-	1.50	20.92	-	3.96	0.91
FS	0.47	-	-	-	-	0.23	6.75	-	0.74	0.23
EN OPX	21.23	17.06	19.77	21.72	10.51	24.62	-	29.40	17.41	27.92
FS	3.99	5.07	3.75	4.12	2.69	3.73	-	3.20	3.24	7.14
FO	49.52	54.52	57.34	55.79	62.77	49.40	27.39	55.82	50.11	44.53
FA	10.25	17.83	11.98	11.66	17.71	8.24	9.75	6.70	10.27	12.54

	J 2	J 3	J 4	J 5	J 6	J 7	J 8	J 9	J 10
SiO_2	17.5*	36.2	29.1*	13.0*	10.4*	46.9	46.7	46.6	46.1
Al_2O_3	1.61	1.37	1.48	1.26	1.11	1.21	1.13	0.97	1.29
FEO	6.1	7.0	5.3	5.2	4.4	7.8	8.6	8.9	7.2
MGO	6.0*	29.1	21.4	3.9*	7.4*	42.9	41.8	41.5	41.0
CAO	65.5*	25.0*	41.5*	73.9*	74.6*	0.20	0.01	0.86	3.5
Na_2O	0.47	0.20	0.04	0.76	0.56	0.01	0.02	0.01	0.24
K_2O	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01
TiO_2	0.06	0.00	0.04	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00
MNO	0.16	0.09	0.11	0.14	0.26	0.11	0.10	0.12	0.13
P_2O_5	0.11	0.04	0.05	0.07	0.08	0.03	0.02	0.01	0.01
Cr_2O_3	0.13	0.20	0.11	0.08	0.07	0.38	0.44	0.49	0.46
NIO	0.05	0.18	0.12	0.03	0.06	0.24	0.26	0.33	0.31
SUM	97.53	99.30	99.02	98.27	98.81	99.21	98.41	98.98	99.48
H_2O^-	0.17	0.21	0.23	0.15	0.19	0.37	0.28	0.18	0.31
G.V.	33.4	21.6	26.3	35.8	36.4	13.6	11.5	11.6	11.9
SI	20.40	46.96	35.58	14.29	10.83	65.59	66.45	65.72	64.04
AL	1.11	1.05	1.07	0.82	0.68	1.00	0.95	0.81	1.06
FM	16.53	63.95	44.52	11.30	15.54	98.67	99.00	97.87	93.40
C	81.82	34.75	54.36	87.07	83.22	00.30	0.02	1.30	5.21
ALK	0.55	0.25	0.05	0.82	0.57	0.03	0.04	0.02	0.33
AN	**	**	**	**	**	0.80	**	2.57	2.41
WO						-		0.68	6.22
EN CPX						-		0.52	4.88
FS						-		0.08	0.64
EN OPX						33.80		30.29	15.74
FS						4.58		4.85	2.08
FO						51.17		50.82	57.08
FA						7.64		8.97	8.29

	J 11	J 12	J 13	J 14	J 15	J 16	J 17	J 18	J 19
SiO_2	44.3	44.1	45.0	45.3	44.6	44.4	45.5	45.7	44.0
Al_2O_3	1.31	1.46	1.66	1.74	1.80	3.24	3.75	3.37	3.70
FEO	7.8	7.3	8.1	7.6	7.5	7.8	7.9	6.9	8.2
MGO	37.6	43.6	43.1	43.2	45.3	41.4	40.0	43.6	43.8
CAO	8.9	2.34	0.13	0.07	0.10	0.91	1.84	0.72	0.20
NA_2O	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.01	0.04	0.01
K_2O	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
TiO_2	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03
MNO	0.14	0.07	0.00	0.18	0.17	0.05	0.09	0.15	0.01
P_2O_5	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
CR_2O_3	0.35	0.32	0.45	0.48	0.37	0.40	0.35	0.26	0.37
NIO	0.27	0.25	0.30	0.28	0.16	0.24	0.17	0.19	0.23
SUM	100.13	98.33	98.05	98.25	99.54	97.88	99.12	100.51	99.97
H_2O^-	0.16	0.08	0.18	0.17	0.08	0.13	0.16	0.14	0.15
G.V.	13.8	13.0	10.9	11.9	11.6	11.6	10.6	11.3	11.5
SI	60.66	59.16	62.17	62,76	59.36	62.36	64.55	62.03	59.02
AL	1.06	1.15	1.36	1.42	1.41	2.68	3.14	2.70	2.93
FM	85.82	95.43	98.42	98.42	98.40	97.88	94.04	96.20	96.77
C	13.06	3.36	0.19	0.10	0.14	1.37	2.80	1.05	0.29
ALK	0.06	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.02	0.05	0.02
AN	3.36	3.80	0.58	0.35	0.43	4.51	9.12	3.50	0.93
WO	13.56	3.26	-	-	-	-	-	-	-
EN CPX	10.48	2.57	-	-	-	-	-	-	-
FS	1.63	0.32	-	-	-	-	-	-	-
EN OPX	-	12.61	27.51	28.49	22.12	24.35	25.04	26.12	22.51
FS	-	1.57	3.80	3.77	2.75	3.39	3.67	3.11	3.10
FO	58.26	65.43	55.92	55.59	63.54	55.18	52.25	57.77	60.65
FA	9.97	8.96	8.52	8.11	8.72	8.47	8,44	7.57	9.21

	J 20	J 21	J 22	J 23	J 24	J 25	J 26	J 27
SiO_2	43.0	43.7	45.5	45.9	35.2	46.0	45.5	44.8
Al_2O_3	4.06	4.51	3.80	3.81	2.19	2.42	3.03	3.06
FEO	6.6	9.3	8.6	8.6	6.5	8.1	7.0	8.6
MGO	40.8	40.1	40.5	38.9	32.5	42.5	44.0	43.2
CAO	4.44	0.77	0.74	1.93	24.1	0.05	0.04	0.03
Na_2O	0.04	0.02	0.05	0.01	0.00	0.06	0.00	0.04
K_2O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
TiO_2	0.03	0.29	0.22	0.24	0.10	0.13	0.08	0.12
MNO	0.03	0.08	0.14	0.14	0.09	0.00	0.09	0.00
P_2O_5	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01
Cr_2O_3	0.35	0.45	0.36	0.32	0.21	0.36	0.38	0.42
NIO	0.22	0.22	0.21	0.21	0.15	0.21	0.16	0.18
SUM	99.03	98.78	99.55	99.55	100.70	99.28	99.75	99.88
H_2O^-	0.39	0.29	0.30	0.29	0.15	0.19	0.23	0.20
G.V.	13.8	10.6	10.9	10.3	21.8	11.4	11.7	11.5
SI	58.47	61.45	64.31	65.94	43.43	64.19	62.04	60.98
AL	3.25	3.74	3.17	3.23	1.59	1.99	2.44	2.46
FM	90.22	95.07	95.64	93.78	66.54	97.84	97.50	97.43
C	6.47	1.16	1.12	2.97	31.86	0.07	0.06	0.04
ALK	0.06	0.04	0.07	0.02	0.01	0.09	0.01	0.07
AN	10.86	3.82	3.67	9.50	**	0.18	0.20	0.08
WO	4.60	-	-	-		-	-	-
EN CPX	3.65	-	-	-		-	-	-
FS	0.44	-	-	-		-	-	-
EN OPX	3.97	24.30	29.50	27.21		31.82	29.61	26.22
FS	0.47	4.08	4.59	4.40		4.41	3.38	3.80
FO	65.85	52.94	49.99	48.81		51.86	56.02	57.00
FA	8.66	9.78	8.57	8.69		7.91	7.28	9.10

	J 28	J 29	J 30	J 31	J 32	J 33	J 34	J -1
SiO_2	45.6	43.9	43.6	43.7	43.4	44.2	43.9	45.3
Al_2O_3	2.96	2.15	2.87	2.44	2.49	3.17	2.72	3.03
FEO	7.6	9.2	8.4	10.5	9.5	9.6	11.4	9.2
MGO	44.0	44.2	43.8	41.7	42.8	41.8	41.6	40.4
CAO	0.04	0.03	0.05	0.11	0.11	0.05	0.06	1.49
Na_2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.02	0.00
K_2O	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
TiO_2	0.07	0.00	0.07	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02
MnO_2	0.04	0.07	0.13	0.09	0.12	0.03	0.12	0.13
P_2O_5	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.09	0.05
Cr_2O_3	0.40	0.45	0.38	0.42	0.45	0.41	0.40	0.36
NIO	0.26	0.26	0.22	0.25	0.21	0.18	0.18	0.20
SUM	100.34	99.56	98.94	98.59	98.45	98.97	99.94	99.63
H_2O^-	0.32	0.25	0.32	0.25	0.51	0.43	0.44	0.30
G.V.	11.7	10.7	10.7	11.3	11.5	11.4	11.1	10.9
SI	61.82	58.59	58.79	60.22	59.11	61.11	59.87	63.44
AL	2.37	1.69	2.28	1.98	2.00	2.58	2.19	2.50
FM	97.55	98.27	97.63	97.85	97.83	97.27	97.69	95.25
C	0.06	0.04	0.07	0.16	0.16	0.07	0.09	2.24
ALK	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.08	0.04	0.01
AN	0.13	0.08	0.25	0.35	0.55	0.05	**	7.06
EN OPX	28.92	21.08	21.82	23.44	21.36	25.71		24.30
FS	3.67	3.26	3.11	4.39	3.53	4.36		4.13
FO	56.52	62.35	61.13	56.33	59.71	54.92		53.47
FA	7.91	10.62	9.60	11.61	10.88	10.25		10.01

	R 1	R 2	R 4	R 5	R 6	R 8	R 9	R 10	R 11
SIO$_2$	45.4	45.4	45.3	41.0	46.5	40.8	45.9	45.7	32.7
AL$_2$O$_3$	3.05	3.26	2.87	6.67	4.45	3.49	2.07	1.00	0.95
FEO	9.2	7.8	8.1	10.0	8.7	8.9	9.8	8.8	9.8
MGO	40.6	39.9	43.8	35.1	36.9	33.3	38.0	40.2	28.6
CAO	1.08	2.82	0.30	5.45	2.82	13.3	3.61	4.35	26.6
NA$_2$O	0.01	0.04	0.01	0.03	0.04	0.01	0.05	0.03	0.06
K$_2$O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01
TIO$_2$	0.06	0.07	0.02	0.08	0.08	0.03	0.01	0.03	0.01
MNO	0.06	0.14	0.16	0.16	0.17	0.18	0.15	0.26	0.34
P$_2$O$_5$	0.04	0.01	0.15	0.00	0.01	0.07	0.01	0.03	0.10
CR$_2$O$_3$	0.35	0.63	0.42	0.48	0.40	0.33	0.32	0.39	0.40
NIO	0.37	0.27	0.25	0.25	0.25	0.24	0.29	0.27	0.22
SUM	99.50	99.44	100.71	98.50	99.68	100.11	99.61	100.72	99.17
H_2O^-	0.93	0.92	0.68	0.55	0.82	0.52	0.65	0.79	0.42
G,V.	11.0	11.8	12.5	13.1	10.5	14.5	10.0	11.5	20.3
SI	63.75	63.87	61.05	58.06	68.28	55.47	65.48	62.54	40.76
AL	2.52	2.70	2.28	5.57	3.85	2.80	1.74	0.81	0.70
FM	95.84	92.99	97.27	86.11	91.64	77.79	92.66	92.25	63.70
C	1.62	4.25	0.43	8.27	4.44	19.37	5.52	6.38	35.53
ALK	0.01	0.05	0.01	0.05	0.07	0.04	0.04	0.46	0.08
AN	5.09	8.71	0.51	18.03	11.93	9.38	5.39	1.16	
WO	-	2.17	-	3.44	0.83	3.84	5.20	8.45	**
EN CPX	-	1.69	-	2.56	0.63	2.88	3.92	6.48	
FS	-	0.25	-	0.54	0.11	0.58	0.76	1.07	
EN OPX	26.79	20.12	27.01	-	27.27	-	19.62	8.54	
FS	4.48	2.93	3.75	-	4.80	-	3.79	1.42	
FO	52.07	54.33	57.49	59.45	44.83	56.08	49.81	59.61	
FA	9.59	8.71	8.79	13.88	8.68	12.39	10.59	10.88	

	R 12	R 13	R 14	R 15A	R 15C	R 16	R 17	R 18	R 19	R 20
SiO_2	43.7	44.2	48.5	29.3	40.7	44.8	40.4	44.9	40.3	45.6
Al_2O_3	0.65	0.77	0.66	0.24	4.3	3.40	2.78	3.57	4.09	4.03
FEO	9.6	6.3	5.8	7.7	12.7	8.2	6.9	8.1	8.1	8.0
MGO	40.7	34.1	39.1	24.7	38.0	37.9	36.9	43.1	31.6	41.8
CAO	4.32	12.2	4.31	37.2	0.43	4.7	12.4	0.33	16.0	0.45
Na_2O	0.03	0.04	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02	0.01	0.04	0.02
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
TiO_2	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.05	0.07
MNO	0.18	0.09	0.17	0.24	0.15	0.09	0.15	0.09	0.12	0.10
P_2O_5	0.00	0.03	0.02	0.09	0.04	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00
CR_2O_3	0.35	0.44	0.40	0.40	0.36	0.25	0.25	0.37	0.47	0.41
NIO	0.31	0.15	0.26	0.13	0.29	0.27	0.15	0.23	0.26	0.23
SUM	99.19	97.74	98.60	99.53	96.37	99.19	99.60	100.37	100.32	100.08
H_2O^-	0.82	0.62	0.41	0.32	0.69	0.71	0.36	0.74	0.43	0.77
G.V.	12.9	14.3	10.7	24.6	11.6	12.5	17.6	12.4	15.6	12.0
SI	59.15	63.39	71.01	35.09	57.81	63.55	53.27	61.05	54.78	63.37
AL	0.52	0.65	0.57	0.17	3.60	2.84	2.16	2.86	3.28	3.30
FM	93.18	80.55	92.63	52.04	95.71	89.96	80.29	96.64	73.36	95.99
C	6.27	18.75	6.76	47.74	0.65	7.14	17.52	0.48	23.30	0.67
ALK	0.04	0.06	0.04	0.06	0.04	0.05	0.03	0.01	0.06	0.04
AN	1.64	1.92	1.67		1.87	9.11	7.46	1.64	10.94	2.23
WO	8.27	17.22	8.18	**	-	5.85	1.64	-	2.16	-
EN CPX	6.29	13.47	6.51		-	4.50	1.28	-	1.63	-
FS	1.11	1.86	0.73		-	0.72	0.18	-	0.31	-
EN OPX	5.86	-	29.65		17.01	13.15	-	25.99	-	30.08
FS	1.04	-	3.33		4.24	2.11	-	3.63	-	4.26
FO	62.49	50.06	42.88		54.38	53.76	63.48	56.99	53.99	51.86
FA	12.19	7.61	5.31		14.92	9.52	9.93	8.77	11.35	8.10

	EA 1	EA 2	EA 3	EA 4	EA 5	EA 6	EA 7	EA 8	EA 9	EA 10
SiO_2	56.3	58.2	56.5	56.7	54.4	56.6	55.7	55.8	53.1	55.7
Al_2O_3	16.1	15.0	14.8	14.8	16.1	15.5	15.9	15.5	14.4	15.4
FEO	10.3	9.9	9.3	9.7	8.5	8.1	8.4	7.9	9.1	9.1
MGO	5.2	3.9	4.4	4.6	4.8	4.9	4.7	6.1	6.1	4.9
CAO	3.8	4.6	6.4	6.9	9.4	9.5	8.7	10.7	10.1	6.8
Na_2O	5.7	6.4	6.3	5.5	5.6	2.7	6.5	3.9	3.7	6.2
K_2O	0.71	0.32	0.22	0.11	0.15	0.31	0.17	0.26	0.21	0.13
TiO_2	1.93	2.48	2.06	2.02	1.59	1.57	1.68	1.77	2.10	1.98
MNO	0.02	0.01	0.02	0.05	0.20	0.18	0.07	0.08	0.15	0.14
P_2O_5	0.39	0.21	0.20	0.13	0.04	0.11	0.05	0.00	0.09	0.05
SUM	100.45	101.02	100.20	100.51	100.78	99.47	101.87	102.01	99.05	100.40
H_2O^-	0.91	0.79	0.55	0.87	0.43	0.31	0.95	0.50	0.45	0.48
G.V.	4.04	2.76	2.40	3.58	3.68	2.84	3.39	3.86	3.49	2.69
SI	156.73	169.78	156.16	155.22	137.67	155.67	142.12	138.42	133.22	148.59
AL	26.42	25.79	24.11	23.88	24.02	25.13	23.91	22.66	21.30	24.22
FM	45.60	41.13	39.67	41.09	36.52	39.13	35.95	39.11	42.22	40.09
C	11.34	14.38	18.95	20.24	25.49	28.00	23.79	28.44	27.15	19.44
ALK	16.64	18.69	17.27	14.79	13.98	7.74	16.35	9.79	9.33	16.25
OR	4.19	1.89	1.30	0.65	0.89	1.83	1.00	1.53	1.24	0.77
AB	48.18	54.10	53.25	46.49	42.18	22.82	45.08	32.96	31.27	52.41
AN	16.25	11.26	11.46	15.37	18.35	29.25	13.71	24.01	22.06	13.81
WO	0.02	4.25	7.93	7.52	11.70	7.16	12.16	12.13	11.46	8.18
EN CPX	0.01	1.75	3.51	3.30	5.46	3.46	5.74	6.60	5.90	3.81
FS	0.01	2.53	4.39	4.20	6.10	3.58	6.27	5.10	5.26	4.28
EN OPX	10.28	7.97	2.59	8.15	-	8.74	-	8.59	9.28	0.10
FS	12.52	11.57	3.25	10.37	-	9.03	-	6.63	8.26	0.12
FO	1.86	-	3.40	-	4.55	-	4.18	-	-	5.81
FA	2.50	-	4.69	-	5.60	-	5.03	-	-	7.18
QZ	-	0.45	-	0.27	-	10.32	-	1.03	0.07	-

	EA 11	EA 12	EA 13	EA 14	EA 15	EA 16	EA 17	EA 18	EA 19	EA 20
SiO_2	52.1	50.9	50.4	51.6	51.9	45.8	51.3	52.5	54.0	58.3
Al_2O_3	13.7	14.5	14.6	14.0	14.7	16.6	17.0	15.0	15.5	15.2
FEO	11.0	11.7	11.9	10.6	11.1	12.3	10.0	10.3	10.5	8.5
MGO	6.3	6.8	6.1	6.9	7.0	7.1	6.6	6.9	4.1	2.9
CAO	9.6	9.4	9,0	10.1	7.8	13.8	7.6	8.6	9.0	7.1
Na_2O	4.6	4.5	4.6	4.0	4.4	2.0	4.6	4.6	4.2	5.8
K_2O	0.29	0.16	0.26	0.23	0.28	0.28	0.11	0.07	0.73	0.25
TiO_2	2.61	2.52	2.32	2.45	2.32	2.34	2.06	1.84	2.36	1.96
MNO	0.18	0.18	0.20	0.17	0.16	0.28	0.14	0.14	0.10	0.11
P_2O_5	0.23	0.23	0.26	0.24	0.27	0.24	0.23	0.32	0.20	0.25
SUM	100.61	100.89	99.64	100.29	99.93	100.74	99.64	100.27	100.69	100.37
H_2O^-	0.34	0.42	0.42	0.36	0.34	0.72	0.56	0.47	0.43	0.25
G.V.	2.29	2.52	2.88	2.24	2.91	5.78	2.61	2.27	2.50	1.78
SI	124.61	117.95	119.76	121.73	125.62	95.83	125.09	126.28	141.02	172.12
AL	19.35	19.81	20.45	19.47	20.97	20.47	24.44	21.27	23.86	26.45
FM	44.89	46.51	45.65	45.51	48.04	44.16	44.66	45.74	39.11	34.02
C	24.64	23.34	22.91	25.53	20.23	30.94	19.86	22.16	25.18	22.46
ALK	11.12	10.34	10.99	9.49	10.75	4.43	11.04	10.83	11.85	17.07
OR	1.71	0.94	1.53	1.36	1.65	1.65	0.65	0.41	4.31	1.48
AB	37.12	34.47	34.55	33.81	37.19	12.37	38.88	38.88	35.50	49.02
AN	15.88	18.89	18.42	19.56	19.53	35.47	25.41	20.07	21.88	14.71
WO	12.63	10.95	10.24	12.10	7.26	13.11	4.50	8.56	9.21	7.88
EN CPX	6.11	5.28	4.61	6.16	3.62	6.20	2.28	4.31	3.68	2.93
FS	6.31	5.50	5.58	5.64	3.49	6.74	2.11	4.06	5.62	5.10
EN	-	-	-	1.76	4.06	-	2.49	2.53	5.94	4.29
FS	-	-	-	1.61	3.93	-	2.30	2.47	9.05	7.47
FO	6.71	8.17	7.42	6.49	6.83	8.05	8.18	7.17	0.41	-
FA	7.65	9.38	9.89	6.55	7.28	9.64	8.34	7.42	0.70	-
QZ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.13

	EA 21	EA 22	EA 23	EA 24	EA 25	EA 26	EA 27	EA 28	EA 29	EA 30
SIO_2	51.3	54.0	54.1	54.1	51.8	54.8	51.2	58.1	52.9	55.9
AL_2O_3	16.5	14.1	14.6	14.8	14.7	12.9	15.9	10.6	14.9	15.0
FEO	8.3	9.9	9.2	9.3	10.0	10.6	11.3	9.2	10.9	10.0
MGO	5.2	6.3	6.8	5.8	6.6	6.6	6.5	4.0	6.3	6.3
CAO	11.1	10.1	10.0	8.7	9.8	8.9	8.3	12.5	8.8	7.8
NA_2O	2.9	3.3	3.4	3.4	3.1	3.0	3.2	3.9	3.9	3.4
K_2O	0.10	0.16	0.29	0.61	0.48	0.21	0.25	0.06	0.45	0.19
TIO_2	1.86	1.84	1.77	1.91	1.87	1.96	2.18	2.03	1.90	1.77
MNO	0.16	0.20	0.13	0.19	0.10	0.17	0.20	0.09	0.20	0.21
P_2O_5	0.29	0.30	0.19	0.23	0.30	0.26	0.27	0.21	0.25	0.25
SUM	97.71	100.20	100.48	99.04	98.74	99.40	99.30	100.69	100.50	100.82
H_2O^-	0.56	0.56	0.78	0.47	0.46	0.47	1.03	0.44	0.79	1.30
G.V.	3.41	3.03	2.98	2.40	3.00	3.11	2.95	3.40	3.00	3.85
SI	130.47	134.09	132.80	141.21	127.09	140.42	125.39	156.22	129.18	145.03
AL	24.74	20.64	21.13	22.77	21.26	19.48	22.95	16.80	21.45	22.94
FM	37.70	44.29	44.03	43.28	44.86	48.28	47.28	36.92	45.60	46.51
C	30.25	26.87	26.30	24.33	25.76	24.44	21.78	36.01	23.03	21.68
ALK	7.31	8.20	8.54	9.62	8.12	7.79	7.99	10.27	9.93	8.86
OR	0.94	0.59	1.71	3.60	2,83	1.24	1.48	0.35	2.66	1.12
AB	24.51	27.89	28.74	28,74	26.20	25.36	27.05	32.96	32.96	28.74
AN	31.70	23.18	23.71	23.31	24.77	21.11	28.27	11.24	21.82	25.10
WO	8.96	10.42	10.29	7.65	9.16	8.91	4.64	20.63	8.43	4.99
EN CPX	4.47	5.14	5.43	3.78	4.61	4.36	2.20	8.71	3.97	2.44
FS	4.30	5.08	4.55	3.73	4.34	4.39	2.38	11.98	4.36	2.46
EN OPX	8.48	10.55	11.51	10.67	11.06	12.07	12.78	1.25	7.10	13.25
FS	8.16	10.43	9.66	10.54	10.41	12.15	13.83	1.73	7.80	13.37
FO	-	-	-	-	0.53	-	0.84	-	3.24	-
FA	-	-	-	-	0.55	-	1.01	-	3.92	-
QZ	2.29	2.33	1.04	2.81	-	5.45	-	7.46	-	5.37

	EA 31	EA 32	EA 33	EA 34	EA 35	EA 36	EA 37	EA 38	EA 39	EA 40
SiO_2	52.1	52.0	53.9	51.1	53.5	49.9	49.5	51.7	48.5	45.0
Al_2O_3	14.1	15.3	18.7	23.6	25.1	19.8	18.8	17.6	17.8	2.8
FEO	12.1	11.2	5.4	4.9	1.3	2.7	3.7	4.7	3.7	7.0
MGO	6.6	7.3	7.6	7.0	1.4	9.3	7.4	10.3	9.1	37.9
CAO	7.8	8.0	10.2	11.2	12.6	13.9	17.9	13.3	17.4	5.2
Na_2O	3.9	3.9	2.9	2.2	4.5	2.6	3.0	3.3	2.8	0.01
K_2O	0.03	0.03	0.09	0.03	0.10	0.20	0.08	0.10	0.02	0.01
TiO_2	2.54	2.15	0.61	0.31	0.41	0.28	0.42	0.28	0.51	0.23
MNO	0.06	0.08	0.06	0.08	0.05	0.09	0.09	0.27	0.04	0.06
P_2O_5	0.30	0.27	0.07	0.00	0.04	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00
CR_2O_3						0.00	0.05	0.03	0.15	0.36
NIO						0.02	0.01	0.02	0.03	0.41
SUM	99.53	100.23	99.53	100.42	99.00	98.79	100.92	101.58	99.87	98.21
H_2O^-	0.63	0.77	0.26	4.80	0.37	0.54	0.38	0.49	1.19	1.83
G.V.	3.08	3.72	3.59	5.38	2.11	2.69	3.37	3.50	4.94	10.94
SI	128.72	124.69	132.39	119.78	148.87	109.90	104.39	109.08	99.89	64.63
AL	20.54	21.63	27.07	32.61	41.17	25.70	23.37	21.89	21.61	2.37
FM	49.43	48.71	39.04	34.22	8.95	35.66	29.94	41.16	34.37	89.60
C	20.65	20.55	26.84	28.13	37.57	32.80	40.45	30.07	38.40	8.00
ALK	9.39	9.11	7.05	5.04	12.31	5.83	6.24	6.88	5.63	0.02
OR	0.18	0.18	0.53	0.18	0.59	1.18	0.47	0.59	0.12	0.06
AB	32.96	32.96	24.51	18.60	38.04	20.26	8.00	22.68	6.53	0.08
AN	20.87	24.15	37.73	54.41	47.98	41.75	37.58	32.90	35.93	7.56
WO	6.62	5.75	5.17	0.47	5.62	11.30	21.30	13.72	21.04	5.22
EN CPX	3.11	2.89	3.28	0.29	3.49	8.46	14.62	9.43	15.12	5.97
FS	3.43	2.73	1.56	0.14	1.80	1.70	4.97	3.19	4.02	0.80
EN OPX	11.08	9.64	15.64	17.14	-	-	-	-	-	14.02
FS	12.22	9.10	7.46	8.49	-	-	-	-	-	1.87
FO	1.58	3.96	-	-	-	10.30	2.67	11.36	5.29	52.12
FA	1.92	4.11	-	-	-	2.28	1.00	4.23	1.55	7.66
QZ	-	-	2.27	0.07	0.22	-	-	-	-	-

	EA 41	EA 42	EA 43	EA 44	EA 45	EA 46	EA 47	EA 48	EA 49	EA 50
SiO_2	46.2	45.9	45.9	45.2	46.7	46.7	45.2	46.4	46.2	45.3
Al_2O_3	1.25	1.69	2.75	1.75	1.90	3.17	2.38	1.98	2.75	1.61
FEO	8.4	8.5	7.6	9.5	8.2	7.1	9.6	8.6	8.7	8.8
MGO	40.0	39.6	37.3	41.3	42.4	35.5	34.6	39.4	36.5	41.7
CAO	2.88	3.43	4.44	0.73	0.65	5.07	5.73	2.06	4.24	0.51
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
K_2O	0.08	0.03	0.05	0.05	0.06	0.05	0.01	0.01	0.02	0.02
TiO_2	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03	0.07	0.07	0.06
MNO	0.15	0.17	0.13	0.17	0.12	0.07	0.16	0.07	0.12	0.27
P_2O_5	0.02	0.00	0.02	0.03	0.01	0.04	0.07	0.02	0.05	0.01
Cr_2O_3	0.41	0.50	0.40	0.40	0.50	0.37	0.47	0.34	0.45	0.48
NIO	0.40	0.32	0.30	0.38	0.38	0.28	0.30	0.35	0.33	0.37
SUM	99.01	99.34	98.22	98.75	100.06	97.76	97.78	98.61	98.65	98.29
H_2O^-	2.06	1.13	1.12	1.96	1.31	0.96	1.78	1.24	1.33	0.80
G.V.	11.6	11.0	12.1	12.3	10.1	10.5	11.8	10.5	11.8	12.1
SI	65.40	64.69	67.04	63.23	64.86	70.50	67.19	66.91	67.99	63.58
AL	1.04	1.40	2.37	1.44	1.56	2.82	2.09	1.68	2.39	1.33
FM	94.52	93.39	90.64	97.42	97.42	88.92	88.78	95.13	90.91	97.87
C	4.37	5.18	6.95	1.09	0.97	8.20	9.13	3.18	6.69	0.77
ALK	0.07	0.03	0.05	0.04	0.05	0.06	0.01	0.01	0.02	0.03
AN	3.17	4.52	7.35	3.42	3.15	8.45	6.46	5.37	7.44	2.46
WO	4.59	5.22	6.07	-	-	6.86	8.98	1.97	5.54	-
EN CPX	3.54	4.02	4.70	-	-	5.33	6.70	1.52	4.22	-
FS	0.56	0.65	0.72	-	-	0.79	1.39	0.24	0.75	-
EN OPX	22.67	19.82	20.38	25.75	30.23	24.15	16.02	28.44	22.82	27.59
FS	3.56	3.19	3.10	4.44	4.36	3.57	3.32	4.58	4.04	4.40
FO	51.43	52.39	47.51	54.01	52.80	41.29	44.45	47.75	44.74	53.43
FA	8.90	9.30	7.97	10.26	8.40	6.73	10.16	8.48	8.72	9.39

	EA 51	EA 52	EA 53	EA 54	EA 55	EA 56	EA 57	EA 58	EA 59	EA 60
SiO_2	45.6	45.9	45.8	45.1	44.6	44.8	45.6	45.5	44.7	44.7
Al_2O_3	2.21	1.57	1.73	2.74	2.88	2.61	2.45	2.41	2.14	2.27
FEO	8.4	8.1	9.0	9.2	9.7	9.4	8.9	8.5	9.6	9.9
MGO	42.7	43.6	42.7	41.3	41.6	42.0	38.8	42.4	42.5	42.8
CAO	0.21	0.09	0.09	0.24	0.04	0.05	2.77	0.05	0.02	0.06
Na_2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.11	0.09	0.08	0.11	0.08	0.09
K_2O	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
TiO_2	0.05	0.03	0.05	0.04	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13
MNO	0.14	0.14	0.00	0.05	0.01	0.00	0.37	0.09	0.15	0.17
P_2O_5	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00
Cr_2O_3	0.41	0.30	0.42	0.44	0.39	0.39	0.35	0.26	0.37	0.46
NIO	0.34	0.34	0.38	0.40	0.36	0.37	0.29	0.29	0.41	0.43
SUM	99.35	99.46	99.41	98.71	99.09	99.11	99.12	99.21	99.35	100.13
H_2O^-	1.03	0.97	1.04	1.13	1.17	1.13	0.82	0.73	0.85	1.03
G.V.	12.1	12.2	12.3	12.1	12.0	12.3	11.2	12.7	12.4	12.4
SI	63.04	62.96	63.35	63.36	61.97	62.10	65.07	63.23	61.35	60.65
AL	1.80	1.27	1.41	2.27	2.36	2.13	2.06	1.97	1.73	1.82
FM	97.86	98.58	98.43	97.34	97.42	97.66	93.58	97.79	98.12	97.97
C	0.31	0.13	0.13	0.36	0.06	0.07	4.24	0.07	0.03	0.09
ALK	0.03	0.02	0.02	0.03	0.16	0.13	0.12	0.16	0.12	0.13
AN	0.98	0.38	0.32	1.12	0.20	0.18	6.29	0.18	0.18	0.30
WO	-	-	-	-	-	-	3.08	-	-	-
EN CPX	-	-	-	-	-	-	2.35	-	-	-
FS	-	-	-	-	-	-	0.41	-	-	-
EN	29.08	29.36	29.91	29.26	26.13	26.71	23.43	28.86	26.71	23.51
FS	4.27	4.08	4.63	4.81	4.44	4.35	4.13	4.25	4.35	4.03
FO	54.13	55.50	53.55	51.56	54.28	54.56	51.07	53.76	54.50	58.20
FA	8.75	8.49	9.12	9.35	10.16	9.79	9.79	8.73	9.79	11.00

	EA 61	EA 62	EA 63	EA 64	EA 65	EA 66	EA 67	EA 68	EA 69
SiO_2	44.7	44.9	43.6	44.9	44.9	44.5	45.2	44.6	44.4
Al_2O_3	2.10	2.59	2.50	2.64	2.53	2.31	2.65	2.00	2.03
FEO	10.0	8.7	8.9	8.9	8.8	8.9	8.4	8.2	9.0
MGO	41.5	40.8	43.7	42.4	42.6	42.5	39.7	43.8	43.6
CAO	0.05	1.98	0.30	0.65	0.83	1.07	2.32	0.13	0.14
NA_2O	0.11	0.04	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05	0.08
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
TiO_2	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12	0.12
MnO_2	0.44	0.14	0.15	0.16	0.16	0.17	0.16	0.19	0.20
P_2O_5	0.06	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
CR_2O_3	0.43	0.38	0.41	0.41	0.52	0.40	0.51	0.39	0.41
NIO	0.40	0.30	0.31	0.30	0.34	0.30	0.25	0.34	0.33
SUM	99.10	99.30	99.36	99.82	100.03	99.64	98.61	99.12	99.58
H_2O^-	0.47	0.75	0.67	0.96	0.72	0.53	0.52	0.66	0.64
G.V.	6.2	11.8	11.4	12.4	12.4	12.1	11.7	12.6	12.1
SI	62.10	62.45	58.79	61.45	61.14	60.55	64.19	60.54	59.92
AL	1.72	2.12	1.98	2.11	2.03	1.85	2.22	1.60	1.61
FM	98.05	94.86	97.52	96.86	96.66	96.51	94.18	98.14	98.07
C	0.07	2.95	0.43	0.95	1.21	1.56	3.53	0.19	0.20
ALK	0.16	0.06	0.07	0.08	0.10	0.07	0.07	0.07	0.11
AN		6.85	1.29	3.22	4.11	5.24	7.00	0.51	0.69
WO	**	1.21	-	-	-	-	1.88	-	-
EN CPX		0.93	-	-	-	-	1.45	-	-
FS		0.15	-	-	-	-	0.23	-	-
EN		20.85	19.21	23.44	21.65	19.39	21.82	21.04	21.85
FS		3.29	2.90	3.65	3.31	3.02	3.42	3.35	3.36
FO		56.57	62.79	57.56	59.16	60.57	52.96	59.60	60.76
FA		9.83	10.44	9.86	9.98	10.38	9.15	9.16	10.29

	EA 69	EA 70	EA 71	EA 72	EA 73	EA 76	EA 78	EA 80
SiO_2	44.4	45.0	45.0	43.9	42.6	45.3	46.6	46.6
Al_2O_3	2.03	0.46	0.59	2.66	3.01	0.41	0.48	3.39
FEO	9.0	10.0	9.6	8.2	10.0	9.1	9.7	9.4
MGO	43.6	42.6	43.8	42.2	42.8	44.3	41.8	38.3
CAO	0.14	1.01	0.25	2.15	0.06	0.06	1.22	0.53
NA_2O	0.08	0.16	0.10	0.09	0.09	0.05	0.08	0.15
K_2O	0.01	0.06	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02
TiO_2	0.12	0.01	0.03	0.00	0.04	0.05	0.00	0.07
MNO	0.20	0.11	0.13	0.07	0.10	0.10	0.15	0.09
P_2O_5	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.41	0.34	0.37	0.23	0.26	0.40	0.39	0.35
NIO	0.33	0.31	0.35	0.13	0.10	0.28	0.32	0.21
SUM	99.58	99.43	99.53	99.30	98.73	99.41	100.06	98.55
H_2O^-	0.64	0.57	0.58	0.48	1.12	0.74	1.29	2.26
G.V.	12.1	12.1	12.6	11.8	12.0	12.4	11.6	8.0
SI	59.92	61.23	60.69	59.50	57.43	61.14	64.52	68.79
AL	1.61	0.37	0.47	2.13	2.39	0.33	0.39	2.95
FM	98.07	97.90	99.01	94.62	97.39	99.50	97.66	95.98
C	0.20	1.47	0.36	3.12	0.09	0.09	1.81	0.84
ALK	0.11	0.26	0.16	0.14	0.13	0.09	0.13	0.23
AN	0.69	0.36	1.07	6.79	0.30	0.30	0.86	2.63
WO	-	1.94	0.07	1.62	-	-	2.17	-
EN CPX	-	1.48	0.05	1.26	-	-	1.65	-
FS	-	0.26	0.01	0.18	-	-	0.29	-
EN	21.85	18.31	21.07	12.66	17.03	23.74	25.67	35.33
FS	3.36	3.20	3.44	1.83	2.95	3.62	4.46	6.41
FO	60.76	60.46	61.62	63.88	62.74	60.66	53.78	42.07
FA	10.29	11.65	11.09	10.17	11.99	10.19	10.30	8.41

Lebensdaten

Name:	Bernd Lutz Lammerer
Geburtstag:	25. September 1941
Geburtsort:	München
Eltern:	Helmuth Otto Lammerer, Versicherungskaufmann Maria Lammerer, geb. Westner
Schulen:	1948 - 1952 Volksschule München 1952 - 1962 Wirtschafts - Oberrealschule München; Abitur im Juli 1962
Wehrdienst:	Okt. 1962 - Sept. 1964 Fernmelde - Btl. 10 Sigmaringen
Studium:	WS 1964/65 - WS 1969 an der Ludwig Maximilian Universität in München Nov. 1966: Diplomgeologen-Vorprüfung Dez. 1969: Diplomgeologen-Hauptprüfung März 1970: Beginn der Dissertationsarbeit
Beruf:	seit März 1970 wissenschaftlicher Mitarbeiter seit Mai 1972 Verwalter der Dienstgeschäfte eines wissenschaftlichen Assistenten
Heirat:	seit 1968 verheiratet mit Rautgunde, geb. Würdig
Kinder:	Stefanie Christine Daniela Rosemarie